

GB
400.42
M3G33
2006

Université de Sherbrooke
Faculté des lettres et sciences humaines
Département de géomatique appliquée

Cartographie géomorphologique détaillée et reconstitution de la paléogéographie
wisconsinnienne du massif du mont Mégantic, sud du Québec

Sophie Gagnon 1975-

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de maîtrise en géographie (M. Sc.)
Cheminement en géographie physique

Janvier 2006

I-2164

Gagnon, Sophie (2006) Cartographie géomorphologique détaillée et reconstitution de la paléogéographie wisconsinnienne du massif du mont Mégantic, sud du Québec. Mémoire de maîtrise, Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke.

Les différentes études portant sur la géomorphologie du massif du mont Mégantic ont été réalisées à des échelles qui répondent mal aux besoins du Parc national du Mont-Mégantic. La cartographie géomorphologique à l'échelle du 1 : 20 000 du massif du mont Mégantic permet de mettre en lumière les cadres environnementaux des différents processus qui l'ont affecté et d'intégrer l'histoire glaciaire et post-glaciaire du territoire à celle des Appalaches du sud du Québec. L'objectif du mémoire est de faire la synthèse des informations disponibles sur la géomorphologie du massif, de dresser une carte géomorphologique détaillée à l'échelle du 1 : 20 000 et d'intégrer celle-ci dans le SIG du Parc afin d'assurer une gestion éclairée du milieu et de compléter les activités d'interprétation et de mise en valeur offertes aux visiteurs. L'interprétation de photographies aériennes, des informations recueillies sur le terrain et des analyses en laboratoire permettent de déterminer les différents environnements qui ont affecté le massif, de cartographier ces environnements et ainsi de reconstituer la paléogéographie du parc. Des affleurements du substratum rocheux, des résidus de désagrégation mécanique et d'altération chimique des roches, des formes et des dépôts glaciaires, fluvioglaciaires, fluviaux et gravitaires, des milieux humides ainsi que des formes et des dépôts anthropiques sont relevés sur le massif du mont Mégantic. Certains indices comme la présence de deltas juxtaglaciaires et proglaciaires et de dépôts glaciolacustres dans certaines vallées soutiennent l'hypothèse du dégagement en nunatak du massif au moment de la déglaciation. Des indices de récurrences glaciaires ont été relevés à trois endroits sur le territoire d'étude et viennent s'ajouter aux indices déjà relevés dans les travaux antérieurs.

Gagnon, Sophie (2006) Geomorphological mapping and wisconsinian paleogeographic reconstitution of Mount Mégantic Massif, southeastern Québec. M. Sc. thesis, Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke, 149 p.

Many studies related to the geomorphology of the Mount Megantic Massif have been realized, but unfortunately, the scale used does not apply well at the needs of the Parc national du Mont-Mégantic. The geomorphologic mapping at the scale of 1 : 20 000 of the Mount Megantic Massif shows the environmental frames of the different processes that made the changes through the years and also to integrate the glacial and post-glacial history of that area to the history of the Appalachians of Southeastern Quebec. The goal of this thesis is to make a synthesis of all available information about geomorphology of the massif, to make a geomorphologic map at the scale of 1 : 20 000 and put the map in the GIS of the National Park to insure the informed management of the environment and complete the interpretation activities available to the visitors of the Park. Aerial photograph interpretation, field work data and laboratory analysis help to determine the different environments on the Massif, to map these environments and to reconstruct the paleogeography of the Park. Rock outcrop, mechanical disintegration residues and chemical alteration of rocks, and glacial, fluvioglacial, fluvial, gravity, organic and anthropogenic deposits and forms are localized on the Massif. Ice-contact deltas and proglacial and glaciolacustrine deposits in some valleys help to support the hypothesis of nunatak relieving of the Massif during the deglaciation. Indications of glacial recurrence have been noticed in three places on the territory and add to others indications already taken by previous searchers.

Table des matières

| | |
|---|-----|
| Table des matières | i |
| Liste des figures | iv |
| Liste des tableaux | vi |
| Liste des annexes | vi |
| Remerciements | vii |
| 1. Introduction | 1 |
| 1.1. Problématique | 1 |
| 1.1.1. Besoins du Parc national du Mont-Mégantic | 1 |
| 1.1.2. Problème d'échelle | 2 |
| 1.1.3. Histoire Wisconsinienne du massif du mont Mégantic ... | 3 |
| 1.2. Hypothèse | 7 |
| 1.3. Objectifs | 7 |
| 2. Description de la région d'étude | 8 |
| 2.1. Localisation | 8 |
| 2.2. Topographie | 8 |
| 2.3. Hydrographie | 8 |
| 2.4. Géologie | 11 |
| 2.5. Relief | 13 |
| 3. Méthodologie | 14 |
| 3.1. Préparation aux travaux sur le terrain | 14 |
| 3.2. Travaux sur le terrain | 14 |
| 3.3. Travaux de laboratoire | 17 |

| | |
|---|----|
| 3.4. Cartographie des résultats et reconstitution paléogéographique | 22 |
| 4. Résultats | 24 |
| 4.1. Substratum rocheux | 24 |
| 4.2. Environnement d'altération | 25 |
| 4.2.1. Altérites | 25 |
| 4.2.2 Champs de blocs | 25 |
| 4.3. Environnement glaciaire | 26 |
| 4.3.1. Till | 26 |
| 4.3.2. Till et roc | 29 |
| 4.3.3. Stries et cannelures | 29 |
| 4.3.4. Cirques glaciaires | 30 |
| 4.3.5. Indices de récurrence glaciaire | 32 |
| 4.4. Environnement fluvioglaciaire | 35 |
| 4.4.1. Eskers | 36 |
| 4.4.2. Kames | 36 |
| 4.4.3. Chenaux juxtaglaciaires et proglaciaires | 38 |
| 4.5. Environnement glaciolacustre | 39 |
| 4.5.1. Sédiments deltaïques | 39 |
| 4.5.2. Sédiments littoraux | 40 |
| 4.5.3. Sédiments d'eau profonde | 40 |
| 4.6. Environnement fluvatile | 41 |
| 4.6.1. Talus d'érosion fluvatile et ravinements | 41 |
| 4.6.2. Cônes de déjection | 42 |
| 4.6.3. Deltas anciens | 42 |
| 4.6.4. Plaines et levées alluviales | 42 |
| 4.6.5. Bras morts de méandre | 43 |
| 4.7. Environnement gravitaire | 43 |
| 4.7.1. Tabliers d'éboulis | 44 |
| 4.7.2. Glissements | 45 |
| 4.7.3. Indice de reptation | 45 |
| 4.7.4. Loupes de gélifluxion | 45 |

| | |
|---|----|
| 4.7.5. Colluvions | 47 |
| 4.8. Environnement paludéen | 47 |
| 4.9. Environnement anthropique | 48 |
| 5. Reconstitution paléogéographique | 51 |
| 5.1. Dégagement en nunatak et position bordière de Stanhope—Notre-Dame-des-Bois | 51 |
| 5.2. Position bordière de Dixville—Dichfield | 54 |
| 5.3. Position bordière de Coaticook—La Patrie | 55 |
| 5.4. Retrait de la glace à l'est et au nord-est du massif | 57 |
| 5.5. Interstade ou récurrences de la bordure glaciaire | 58 |
| 5.6. Dynamique au cours de l'Holocène | 60 |
| 6. Discussion | 62 |
| 6.1. Interstade et dernier épisode glaciaire dans la région d'étude ... | 62 |
| 6.2. Évolution de la déglaciation du massif du mont Mégantic ... | 63 |
| 6.3. Déglaciation de l'est et du nord du massif du mont Mégantic | 64 |
| 6.4. Culots de glace morte | 64 |
| 6.5. Altérites et champs de blocs | 65 |
| 7. Conclusion | 67 |
| 8. Références | 70 |

Liste des figures

| | |
|--|----|
| Figure 1 : Stratigraphie du Quaternaire des Appalaches du sud du Québec | 4 |
| Figure 2 : Localisation de la région d'étude | 9 |
| Figure 3 : Région d'étude | 10 |
| Figure 4 : Géologie de la région d'étude | 12 |
| Figure 5 : Organigramme méthodologique | 15 |
| Figure 6 : Localisation des échantillons ayant fait l'objet d'une analyse granulométrique | 18 |
| Figure 7 : Localisation des échantillons ayant fait l'objet d'une analyse morphoscopique | 20 |
| Figure 8 : Localisation des échantillons observés au binoculaire pour repérer les grains allochtones dans le sédiment | 21 |
| Figure 9 : Géomorphologie du massif du mont Mégantic (en pochette) | |
| Figure 10 : Affleurement de syénite en surplomb, vallée du ruisseau de la Montagne | 24 |
| Figure 11 : Gabbro altéré dans le col séparant la montagne Noire du Mont Mégantic | 26 |
| Figure 12 : Environnement d'altération | 27 |
| Figure 13 : Diaclases observables dans les granites du mont Mégantic | 28 |
| Figure 14 : Coupe dans du till de fond compact sur le chemin de Franceville ... | 29 |
| Figure 15 : Stries et cannelures glaciaires sur la route de Chesham, à l'est du mont Saint-Joseph | 30 |
| Figure 16 : Localisation des stries et des cannelures glaciaires | 31 |
| Figure 17 : Sites d'observations de récurrences glaciaires | 33 |
| Figure 18 : Coupe stratigraphique présentant du till sur des sables et graviers au site 2004-11-04-A1 | 34 |

| | |
|---|----|
| Figure 19 : Coupe stratigraphique présentant du till recouvrant des sédiments déformés de sable silteux et de gravier au site 2004-11-04-A3 ... | 34 |
| Figure 20 : Indice de récurrence glaciaire le long de la route du Parc au site 2005-06-10-A8 | 35 |
| Figure 21 : Bloc de schiste ardoisier de grande taille dans le till au site 2005-06-10-A8 | 35 |
| Figure 22 : Formes d'érosion et d'accumulation fluvioglaciaires | 37 |
| Figure 23 : Sédiments stratifiés dans un tronçon d'esker au site 2003-09-12-A1, sur le chemin Doyon | 38 |
| Figure 24 : Coupe dans un delta juxtaglaciaire sur la route du Parc | 40 |
| Figure 25 : Tablier d'éboulis situé sur le versant NO de la couronne de syénite près du chemin Doyon | 44 |
| Figure 26 : Localisation des glissements | 46 |
| Figure 27 : Pipekrakes observés dans le sentier d'Andromède sur le mont Mégantic (28 octobre 2003) | 47 |
| Figure 28 : Environnement anthropique | 50 |
| Figure 29 : Principales étapes de la déglaciation du massif du mont Mégantic ... | 52 |
| Figure 30 : Localisation des lieux servant de repère pour la déglaciation du haut bassin de la Saint-François | 53 |
| Figure 31 : Principales étapes de la déglaciation du sud du Haut-Saint-François | 54 |
| Figure 32 : Délimitation des positions bordières de part et d'autre du mont Mégantic au niveau 535 m du lac proglaciaire au Saumon | 55 |
| Figure 33 : Étendue maximale du niveau de 430 m du lac proglaciaire au Saumon | 56 |
| Figure 34 : Sites de récurrences glaciaires relevées dans les travaux antérieurs | 59 |
| Figure 35 : Redressement de la rivière au Saumon : situation en 1945, 1959 et 1998 | 61 |

Liste des tableaux

| | |
|---|----|
| Tableau 1 : Orientation des stries et des cannelures glaciaires | 30 |
|---|----|

Liste des annexes

| | |
|--|-----|
| Annexes 1 : Fiche de relevé de terrain | 75 |
| Annexe 2 : Courbes granulométriques regroupées par environnement ... | 77 |
| Annexe 3 : Résultats des analyses en laboratoire | 144 |
| A) Paramètres granulométriques | 145 |
| B) Morphoscopie des grains | 148 |
| C) Présence de grains allochtones dans les échantillons d'altérites | 150 |
| Annexe 4 : Cartes et photographies aériennes utilisées | 151 |

Remerciements

Merci à mes maîtres, Léo Provencher et Jean-Marie Dubois, ainsi qu'à Patrick Graillon, mon superviseur de stage au Parc national du Mont-Mégantic pour leur encadrement constant, leur confiance et leur générosité.

Merci à Mariette Lambert du Laboratoire de géographie physique de l'Université de Sherbrooke pour la disponibilité du matériel lors des travaux sur le terrain et du laboratoire pendant les analyses des échantillons. Merci aussi pour ses conseils et ses encouragements.

Merci au Parc national du Mont-Mégantic pour les soutiens matériel et financier qui ont permis la réalisation des travaux sur le terrain.

Merci aux nombreux propriétaires terriens qui m'ont autorisé l'accès à leur propriété.

Merci à ma collègue et amie Amélie Fréchette pour les échanges, la stimulation intellectuelle et le support technique.

Finalement, merci à mes parents et amis qui ont contribué à la réalisation de ce projet par leurs encouragements mais surtout par l'intérêt constant qu'ils ont manifesté pour mon sujet d'étude.

1. Introduction

La région du massif du mont Mégantic a fait l'objet de nombreuses études géomorphologiques réalisées à des échelles variables (Shilts, 1970; McDonald 1967; McDonald and Shilts, 1971; Clément *et al.*, 1969; Clément et Pelletier, 1980; LaRocque *et al.*, 1983; LaRocque, 1999; LaRocque *et al.*, 2003; Boisvert *et al.*, 2001). Dans une perspective de conservation et d'éducation à l'environnement, les gestionnaires du Parc national du Mont-Mégantic souhaitent intégrer et compléter les connaissances existantes sur la géomorphologie du territoire du Parc. C'est le but du mémoire et ce but passe par la réalisation d'une carte géomorphologique du territoire à l'échelle du 1 : 20 000.

Le territoire d'étude se situe dans les Appalaches du sud du Québec à environ 50 km à l'est de la ville de Sherbrooke entre 45° 23' et 45° 30' de latitude nord et 71° 04' et 71° 15' de longitude ouest. Le massif du mont Mégantic, ceinturé d'un plateau d'une altitude moyenne d'environ 500 m, culmine à une altitude de 1 105 m et présente une forme circulaire.

1.1. Problématique

La problématique de la recherche s'articule autour de deux composantes. Nous présenterons d'abord les besoins du Parc national du Mont-Mégantic puis nous ferons ressortir les principaux éléments de connaissance intéressants à mettre en relief relativement aux derniers épisodes glaciaires et à la phase finale de la déglaciation de la région d'étude.

1.1.1. Besoins du Parc national du Mont-Mégantic

Reconnu comme un échantillon représentatif de la région physiographique des montagnes frontalières (Dubois, 1973; Dubois et Provencher, 1989), le massif du mont Mégantic, associé aux collines Montérégiennes (Foland *et al.*, 1986; Dubois *et al.*, 1999), présente un relief de triple intrusion exceptionnel en région et au Québec (Reid, 1976).

Le Parc national du Mont-Mégantic, fondé en 1994, a pour mission de veiller à la conservation et à la mise en valeur des caractéristiques naturelles propre au massif du mont Mégantic (Cournoyer, 1993). Afin de remplir cette mission, les gestionnaires du Parc national du Mont-Mégantic souhaitent mieux connaître les caractéristiques géomorphologiques du massif et intégrer celles-ci au SIG du Parc. Étant donné que le cadre géomorphologique est un élément déterminant dans la répartition des êtres vivants et des écosystèmes (Tricart, 1965; Coque, 1998), il apparaît nécessaire, dans une optique de conservation et de mise en valeur du milieu naturel, que les spécialistes tiennent compte des interactions entre les éléments abiotiques et biotiques qui le composent (Coque, 1998). De plus, comme le développement des SIG facilite l'analyse des relations qui existent entre les différentes composantes du milieu naturel (Vitek *et al.*, 1996; Brunsden, 2001), l'intégration des données géomorphologiques dans le SIG du Parc fournira à ses gestionnaires les données nécessaires pour assurer une gestion éclairée du milieu.

La cartographie géomorphologique du massif devrait aussi permettre de mettre à jour les informations disponibles sur la paléogéographie du territoire. Les travaux antérieurs et les nouvelles informations qui seront recueillis permettront aux gestionnaires du Parc de compléter les programmes d'éducation à l'environnement proposés aux visiteurs du parc. De plus, l'intégration des données paléogéographiques au SIG du Parc offrira un fort potentiel pédagogique, telle la possibilité de présenter des modèles 3D du déroulement des événements paléogéographiques (Vitek *et al.*, 1996).

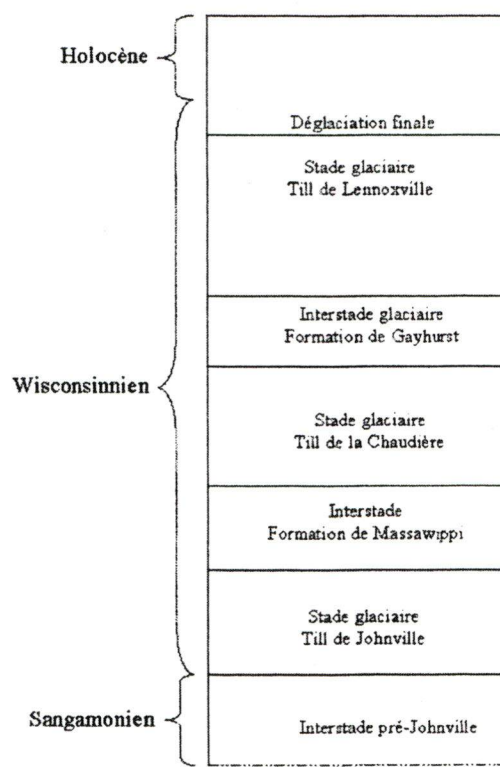
1.1.2. Problème d'échelle

Plusieurs études traitent de la géomorphologie du massif du mont Mégantic. Les plus intéressantes sont celles de Shilts (1970), McDonald (1967), McDonald and Shilts (1971) Clément *et al.* (1969), Clément et Pelletier (1980), LaRocque *et al.* (1983), LaRocque (1999), LaRocque *et al.* (2003) et Boisvert *et al.* (2001). Il existe également une cartographie des formations meubles (Service des inventaires forestiers, 1990 a et b) ainsi qu'une cartographie de la géologie du Quaternaire (Edwin Gaucher et associés, 1984 a et

b) portant sur la région étudiée. Cependant, ces études demeurent insuffisantes pour les besoins du Parc du mont Mégantic en raison d'un problème d'échelle des relevés effectués. En effet, l'échelle offrant le meilleur niveau de détail pour des études géomorphologiques couvrant des territoires de superficie comparable à celui qui nous intéresse ici est le 1 : 20 000 (Tricart, 1965). Par ailleurs, les travaux de Shilts (1970), Clément et Pelletier (1980), LaRocque *et al.* (1983), LaRocque (1999) et LaRocque *et al.* (2003), réalisés à petite échelle, offrent l'avantage de couvrir un vaste territoire et permettent d'intégrer l'histoire postglaciaire du massif à celle des Appalaches du sud du Québec. Toutefois, elles ne permettent pas d'avoir une idée précise des processus qui ont affecté le massif (Boisvert *et al.* 2001). À l'inverse, les travaux de Clément *et al.* (1969), Clément et De Kimpe (1977) et Boisvert *et al.* (2001) offrent une précision intéressante mais ne couvrent qu'une faible partie du territoire et s'intègrent donc mal à l'histoire régionale.

1.1.3. Histoire wisconsinienne du massif du mont Mégantic

La stratigraphie des formations meubles des Appalaches du sud du Québec permet d'identifier clairement au moins quatre épisodes glaciaires pour la région (McDonald and Shilts, 1971) (figure 1). Un interstade glaciaire pré-Johnville, probablement d'âge Sangamonien, a précédé un premier stade glaciaire qui a permis la mise en place, il y a environ 40 000 ans, du Till de Johnville (Shilts, 1970; McDonald and Shilts, 1971). Les rares traces laissées par ce stade glaciaire permettent cependant de croire que l'écoulement de la glace se faisait vers le SE. Ce premier stade glaciaire fut suivi d'un interstade majeur au cours duquel s'est mise en place la Formation de Massawippi. Cette formation d'origine fluviale recouvre directement le Till de Johnville et présente des silts et des sables fluviaux stratifiés et compacts (McDonald and Shilts, 1971). Des marqueurs bioclimatiques suggèrent que cet interstade devait être plus froid que l'actuel. Il fut suivi d'un deuxième stade glaciaire qui a entraîné la mise en place du Till de la Chaudière (McDonald and Shilts, 1971). Au cours de ce stade, le glacier s'écoulait d'abord de l'ESE puis du NO (McDonald and Shilts, 1971). Ce stade glaciaire précéda un



Sources : McDonald (1967); Shilts (1970); McDonald and Shilts (1971)

Figure 1 : Stratigraphie du Quaternaire des Appalaches du sud du Québec

épisode de retrait du front glaciaire vers la vallée du Saint-Laurent pendant une période d'environ 4 000 ans (Shilts, 1970). Le glacier aurait alors barré la vallée de la rivière Chaudière, entraînant la formation du lac proglaciaire Gayhurst (Shilts, 1970 ; McDonald and Shilts, 1971). Cet interstade fut suivi d'un dernier stade glaciaire marqué par la récurrence du front du glacier sur toute la région (Shilts, 1970). Ce stade glaciaire a entraîné la mise en place du Till de Lennoxville (McDonald, 1967; Shilts, 1970; McDonald and Shilts, 1971). Lors de ce stade, les glaciers atteignirent leur extension maximale, se rendant jusqu'à l'état du Wisconsin. La couverture de glace devait atteindre environ 3 000 m d'épaisseur (Pagé, 1992). Ce dernier stade glaciaire fut suivi par la déglaciation finale des Appalaches du sud du Québec autour de 12 500 ans BP (Parent *et al.*, 1985; Dubois et Parent, 1989; McDonald and Shilts, 1971). La déglaciation de la région serait caractérisée par le retrait vers le NO d'un glacier actif avec un flux

s'écoulant en direction du SE et des déflexions locales vers le sud et l'est dans certaines vallées (McDonald, 1967; Shilts, 1970; McDonald and Shilts, 1971; Gadd, *et al.*, 1972; Clément et Parent, 1977; Parent, 1978 ; LaRocque, 1999). Le retrait à contre-pente du front glaciaire a entraîné le barrage des vallées et la formation de nombreux lacs proglaciaires dans la région (Shilts 1970; Gadd *et al.*, 1972; Parent *et al.*, 1985 ; Dubois et Parent, 1989; LaRocque, 1999; LaRocque *et al.*, 2003).

Des marques d'érosion glaciaire témoignant d'un écoulement vers le nord et l'ouest ont été relevées par plusieurs auteurs dans la région de Thetford Mines (Lamarche, 1971; Lortie, 1976; Parent and Occhietti, 1988, 1999). Parent et Occhietti (1999) associent les marques d'écoulement vers le nord dans la région de Thetford Mines à des marques d'écoulement vers l'est et le NE relevées sur le piedmont des Laurentides. Cette inversion de l'écoulement glaciaire pourrait avoir été causée par une langue glaciaire qui s'écoulait vers le NE en empruntant la vallée du Saint-Laurent. Cette langue glaciaire aurait influencé l'écoulement de la glace dans les régions limitrophes. Par contre, ce mouvement vers le nord n'aurait pas affecté le sud du haut bassin de la Saint-François (LaRocque, 1999).

LaRocque (1999) propose que la déglaciation finale de la région débuta par le dégagement en nunataks des sommets des montagnes Frontalières et par la formation d'étangs proglaciaires autour de ces nunataks. Le terme nunatak fait ici référence au sens étendu du terme décrit par Flint (1971). La masse de glace se retira ensuite progressivement vers la Moraine de la Frontière, d'abord identifiée par Shilts (1970) et par Gadd *et al.* (1972), et dont le tracé a été rectifié par LaRocque (1999). À ce moment, les eaux de fonte étaient évacuées vers le SE, par le bassin de la rivière Kennebec (LaRocque *et al.*, 2003).

L'abaissement graduel de la masse glaciaire qui se retirait vers le NO aurait ensuite entraîné le dégagement en nunatak des plus hauts sommets du massif du mont Mégantic (Clément et Pelletier, 1980; Larocque, 1999). En effet, LaRocque (1999) relève la présence de varves dans la vallée du ruisseau Deloge à une altitude de 700 m. Des amas

de blocs relevés sur les sommets du massif du mont Mégantic pourraient aussi être le résultat d'une intense gélifraction au moment du dégagement en nunatak du massif (Clément *et al.*, 1969; Clément et Pelletier, 1980). De plus, des altérites litées relevées au sommet du mont Mégantic seraient le résultat de processus de congélifluxion périglaciaire (Clément et Pelletier, 1980).

La masse de glace qui ceinturait la montagne se serait ensuite déchirée au SE, emprisonnant les eaux de fonte dans un lac proglaciaire d'interlobe. Cette étape correspond probablement à la position bordière de Stanhope—Notre-Dame-des-Bois (LaRocque, 1999). La fonte de la glace aurait ensuite libéré progressivement le massif et les eaux du lac d'interlobe seraient allées grossir celles du lac proglaciaire au Saumon (LaRocque, 1999). La masse de glace se serait échantonnée autour du massif au moment de la position bordière de Dixville—Ditchfield (LaRocque, 1999). Cette position bordière correspond probablement à une récurrence tardiglaciaire qui aurait affecté tout le sud du haut bassin de la Saint-François. La glace aurait alors progressé seulement sur une faible distance (LaRocque, 1999).

Le retrait du front glaciaire se serait ensuite poursuivi vers le NO avec quelques interruptions, notamment la position bordière de Coaticook—La Patrie, jusqu'à la position bordière de Martinville—Island Brook, qui se situe juste au nord du mont Mégantic (LaRocque, 1999). À mesure que le glacier se retirait, les lacs proglaciaires prirent de l'expansion et le drainage de la région commença à s'effectuer vers l'ouest, dans le lac proglaciaire Memphrémagog (Gadd, *et al.*, 1972) à son niveau de 275 m (LaRocque, 1999).

Clément *et al.* (1969), Clément et Pelletier (1980) ainsi que Clément et De Kimpe (1977) notent la présence de cirques glaciaires peu développés sur le mont Mégantic. Le modelé discret de ces cirques révèle que les englacements locaux ont dû être brefs (Clément et Pelletier, 1980). Si l'on se réfère au contexte régional de la déglaciation finale des Appalaches du sud du Québec, ces cirques pourraient s'expliquer par les théories que soutiennent certains auteurs, dont Flint (1951) et Prest (1970, 1975), qui considèrent que

des glaciers de montagne indépendants auraient subsisté sur les plus hauts sommets des Appalaches au moment de la déglaciation de la région. En effet, lors du retrait glaciaire, le climat rigoureux qui devait prévaloir en bordure de l'Inlandsis Laurentidien aurait permis la persistance de la glace en altitude.

1.2. Hypothèses

La cartographie géomorphologique détaillée couvrant l'ensemble du territoire du massif du mont Mégantic, devrait permettre de compléter les informations sur les processus qui ont affecté le massif, de clarifier son histoire glaciaire et post-glaciaire et de relier ces connaissances à l'histoire des Appalaches du sud du Québec afin d'établir leur caractère local ou régional. De plus, la cartographie devrait fournir de nouveaux indices permettant d'étayer l'hypothèse du dégagement en nunatak des sommets avancée par Clément et Pelletier (1980) et par LaRocque (1999).

1.3. Objectifs

Le premier objectif de la recherche est de mettre à jour et de compléter les informations disponibles sur la géomorphologie du massif du mont Mégantic. Le deuxième est de dresser la carte géomorphologique détaillée, à l'échelle du 1 : 20 000, du massif et d'intégrer celle-ci dans le SIG du Parc national du Mont-Mégantic afin d'offrir à ses gestionnaires les données nécessaires pour leur permettre d'assurer une gestion éclairée du milieu et compléter leur programme d'éducation à l'environnement. Le dernier objectif est de compléter la reconstitution paléogéographique du massif du mont Mégantic.

2. Description de la région d'étude

2.1. Localisation

Le secteur étudié est situé au NE de La Patrie, à environ 50 km à l'est de Sherbrooke dans les Cantons-de-l'Est et appartient à la région physiographique des montagnes Frontalières (Dubois, 1973; Dubois et Provencher, 1989) (figures 2 et 3).

2.2. Topographie

Le territoire se divise en deux grands ensembles topographiques : un massif montagneux entouré d'un plateau. Le mont Mégantic, situé au centre du massif, en est le point culminant atteignant une altitude de 1 105 m et un dénivelé maximal de plus de 700 m. Le massif présente une forme circulaire. L'altitude moyenne du Plateau Appalachien qui entoure le massif est d'environ 500 m. Une importante vallée, celle de la rivière au Saumon, s'inscrit dans le plateau à l'ouest et au sud du massif. Le fond de cette vallée se situe à une altitude d'environ 375 m.

2.3. Hydrographie

Le réseau hydrographique du massif est de forme annulaire. Les cours d'eau secondaires s'écoulent vers l'extérieur du massif, tandis que les cours d'eau principaux, encaissés dans le plateau, ceinturent l'extérieur du massif.

Les principaux cours d'eau du secteur étudié sont la rivière au Saumon, qui s'écoule d'abord vers l'ONO puis bifurque vers le nord, la rivière Chesham, qui s'écoule vers l'OSO avant de se jeter dans la rivière au Saumon dont elle est le principal tributaire, et la rivière Victoria, qui s'écoule vers le NNE.

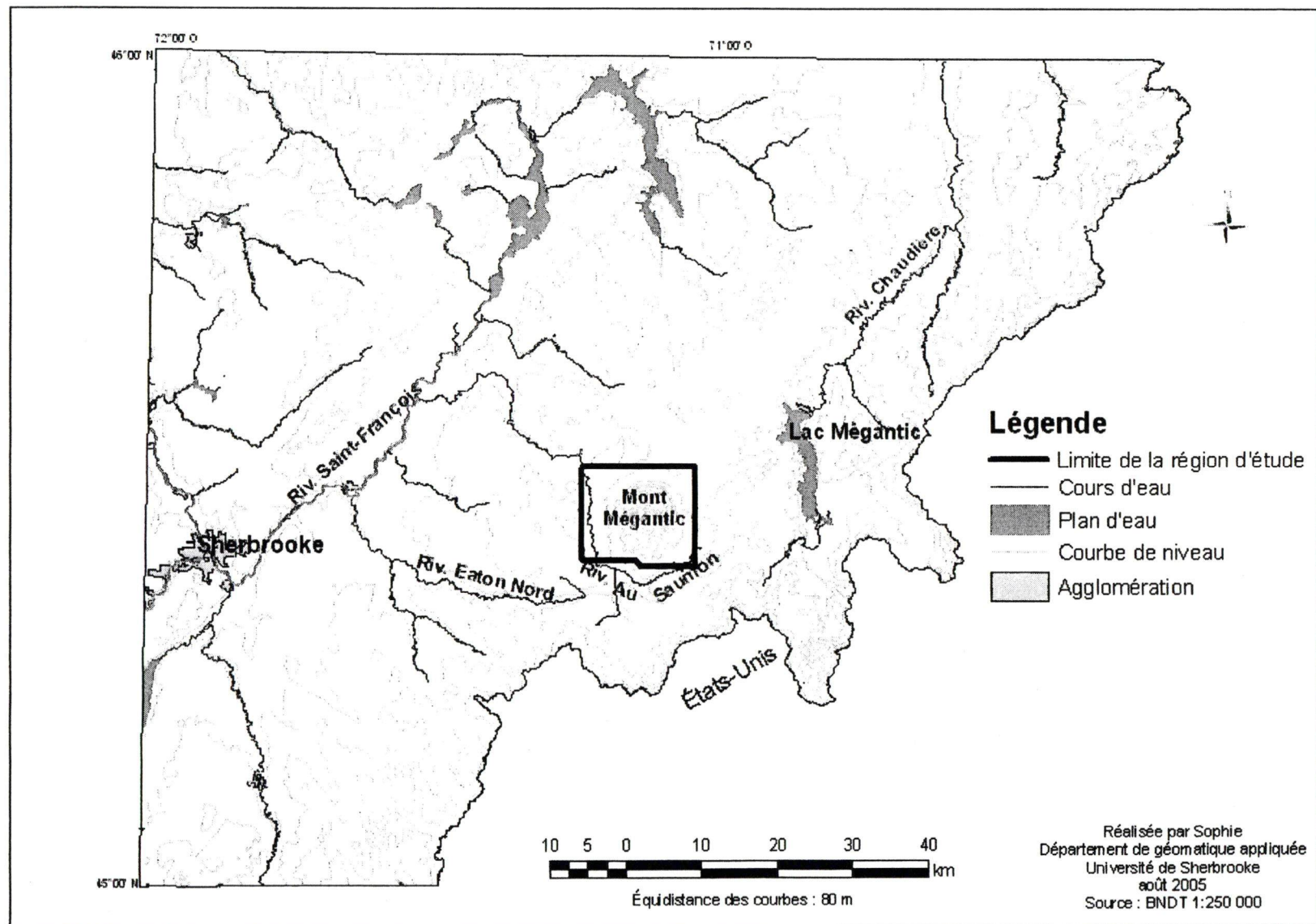
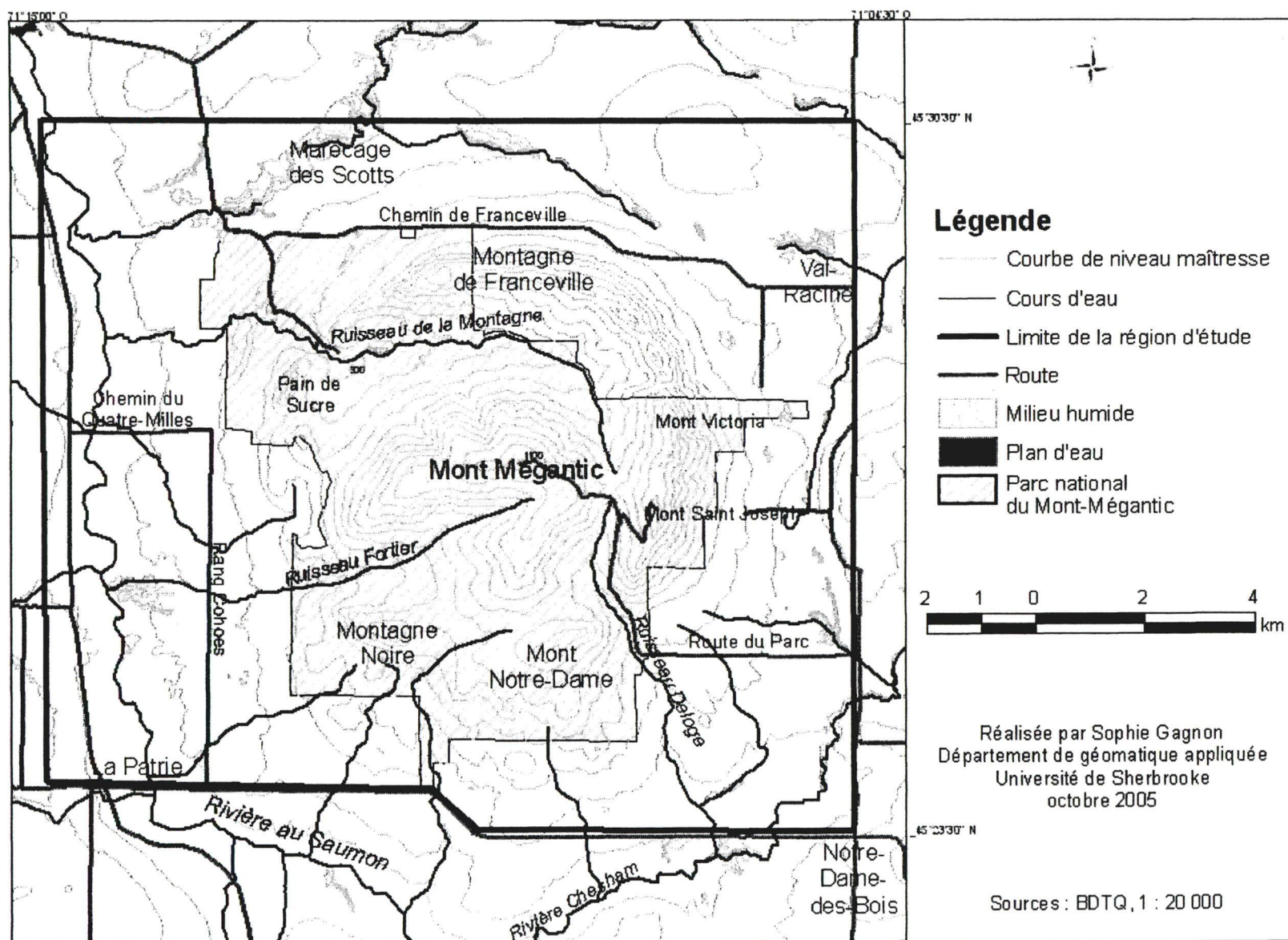


Figure 2 : Localisation de la région d'étude



2.4. Géologie

Les principales études portant sur la géologie du territoire étudié sont celles de McGerrigle (1934), Lowdon, (1961), Reid (1976) et Danis (1985). Ces études ont permis de déterminer la nature et l'âge des roches composant le massif et le plateau qui l'entoure.

Tout le nord et l'ouest du territoire d'étude est principalement formé d'ardoises et de quartzites, roches sédimentaires métamorphisées, agencées en lits minces et fortement plissées, appartenant à la Formation de Compton (figure 4). Cette formation a été mise en place au Dévonien inférieur ou du Silurien supérieur (Reid, 1976).

Le SE de la région est formé de roches méta-volcaniques plissées appartenant à la Formation de Frontenac. St-Julien et Slivitzki (1985) considèrent que cette formation est d'âge Ordovicien, ce qui signifie que sa sédimentation serait antérieure à celle de la Formation de Compton. Ces deux formations sont séparées par une faille de chevauchement (St-Julien *et al.*, 1988).

Le centre du territoire est formé des roches ignées intrusives qui constituent le massif du mont Mégantic. Trois types de roches, mises en place de manière concentrique, peuvent être identifiées : le gabbro, la syénite et le granite. Le gabbro serait le plus ancien. La syénite se serait ensuite mise en place, formant une ceinture autour du gabbro. Puis, un dôme de granite se serait mis en place au centre de l'intrusif (Reid, 1976). La mise en place de l'intrusif est associée au Crétacé et datée de 100 à 120 millions d'année par Lowdon (1961) et de 123 millions d'années par Foland *et al.* (1986). Par son âge, le massif du mont Mégantic est la plus orientale des montréalaises (Foland *et al.*, 1986; Dubois *et al.*, 1999).

Finalement, les roches qui ceignent le massif, sur un rayon de 1,6 km d'après Reid (1976) et de 1 km d'après Danis (1985), ont subi un métamorphisme de contact au moment de la mise en place de l'intrusif et forment une auréole de cornéennes de contact dont la limite que nous avons estimée reste approximative à l'ouest et au nord.

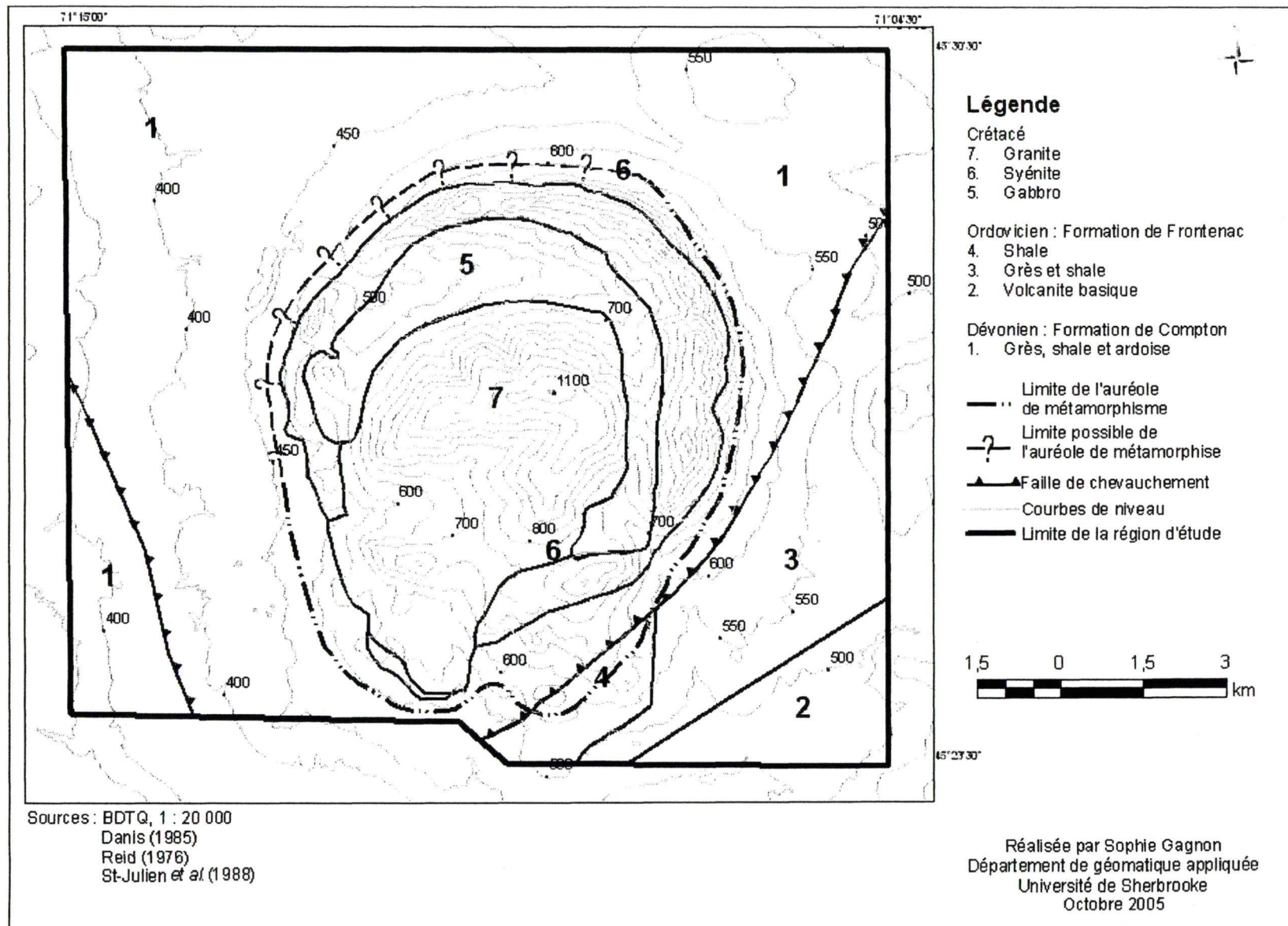


Figure 4 : Géologie de la région d'étude

2.5. Relief

Le relief bosselé du plateau environnant le massif s'explique par les axes de plissements présents dans les shales et les grès du plateau appalachien (Reid, 1976). Ensuite, la forme circulaire du relief du massif s'explique par l'imbrication concentrique de roches intrusives présentant une résistance variable à l'érosion et mise en place dans les roches sédimentaires métamorphisées plus tendres du plateau appalachien. En effet, le granite, situé en plein cœur de l'intrusif, est une roche peu perméable qui contient peu de minéraux altérables (Clément et Pelletier, 1980). De plus, il présente une forte acidité, ce qui le rend plus résistant à l'altération (Danis, 1985). Le gabbro, intercalé entre le granite et la syénite, présente des grains très grossiers et contient des minéraux instables comme des pyroxènes et des amphiboles, ce qui le rend plus vulnérable à l'érosion (Clément et Pelletier, 1980); c'est aussi une roche basique, donc plus sensible à l'altération (Danis, 1985). La variabilité dans la composition chimique et dans la texture du gabbro serait la cause de la topographie bosselée de la vallée du ruisseau de la Montagne (Clément et De Kimpe, 1977). D'autres facteurs, comme la composition minéralogique, la taille des minéraux, la micro et la macrofissuration ont aussi dû influencer la résistance à l'altération du gabbro (Clément 2005, communication personnelles). La syénite, qui ceinture le massif, est une roche compacte aux diaclases espacées, ce qui la rend résistante à l'érosion mécanique. C'est aussi une roche riche en micropertithe, minéral très résistant. De plus, la résistance de la couronne de syénite est renforcée par la zone de cornéennes de contact qui ceinture les roches intrusives (Clément et Pelletier, 1980).

3. Méthodologie

La méthodologie se divise en cinq phases : la préparation aux travaux sur le terrain, les travaux sur le terrain, les travaux en laboratoire, la cartographie des résultats et la reconstitution paléogéographique (figure 5).

3.1. Préparation aux travaux sur le terrain

La préparation aux travaux sur le terrain comprend une revue des travaux antérieurs et une photointerprétation préliminaire. La revue des travaux antérieurs permet d'abord de mettre à jour les informations disponibles sur les modalités de la déglaciation du Haut Plateau appalachien et du massif du mont Mégantic puis d'établir les éléments à compléter et à vérifier sur le terrain. La couverture de photographies aériennes panchromatiques à l'échelle du 1 : 15 850 de 1959-1960 aide à délimiter les zones homogènes et à déterminer les sites à visiter sur le terrain. Les zones homogènes sont établies en fonction de la topographie, de la texture et de la tonalité du sol, des formes observables et de la végétation. Cette couverture aérienne de 1959-1960 a été choisie parce que les coupes forestières qui se faisaient sur le territoire du massif à cette époque offrent une meilleure visibilité au sol en raison de l'absence de couvert arborescent. La couverture aérienne à l'échelle du 1 : 30 000 de 1985 permet d'observer le contexte général. Cette couverture, prise en novembre, assure une excellente visibilité au sol en raison de l'absence de feuilles et d'un mince couvert nival.

3.2. Travaux sur le terrain

Les travaux sur le terrain permettent de faire le lien entre les observations faites sur les photographies aériennes et la réalité. Il est ainsi possible de vérifier les hypothèses avancées au moment de la photointerprétation préliminaire et de compléter l'identification des environnements. Les activités sur le terrain se sont déroulées principalement pendant l'automne 2003 ainsi qu'au printemps et à l'été 2004.

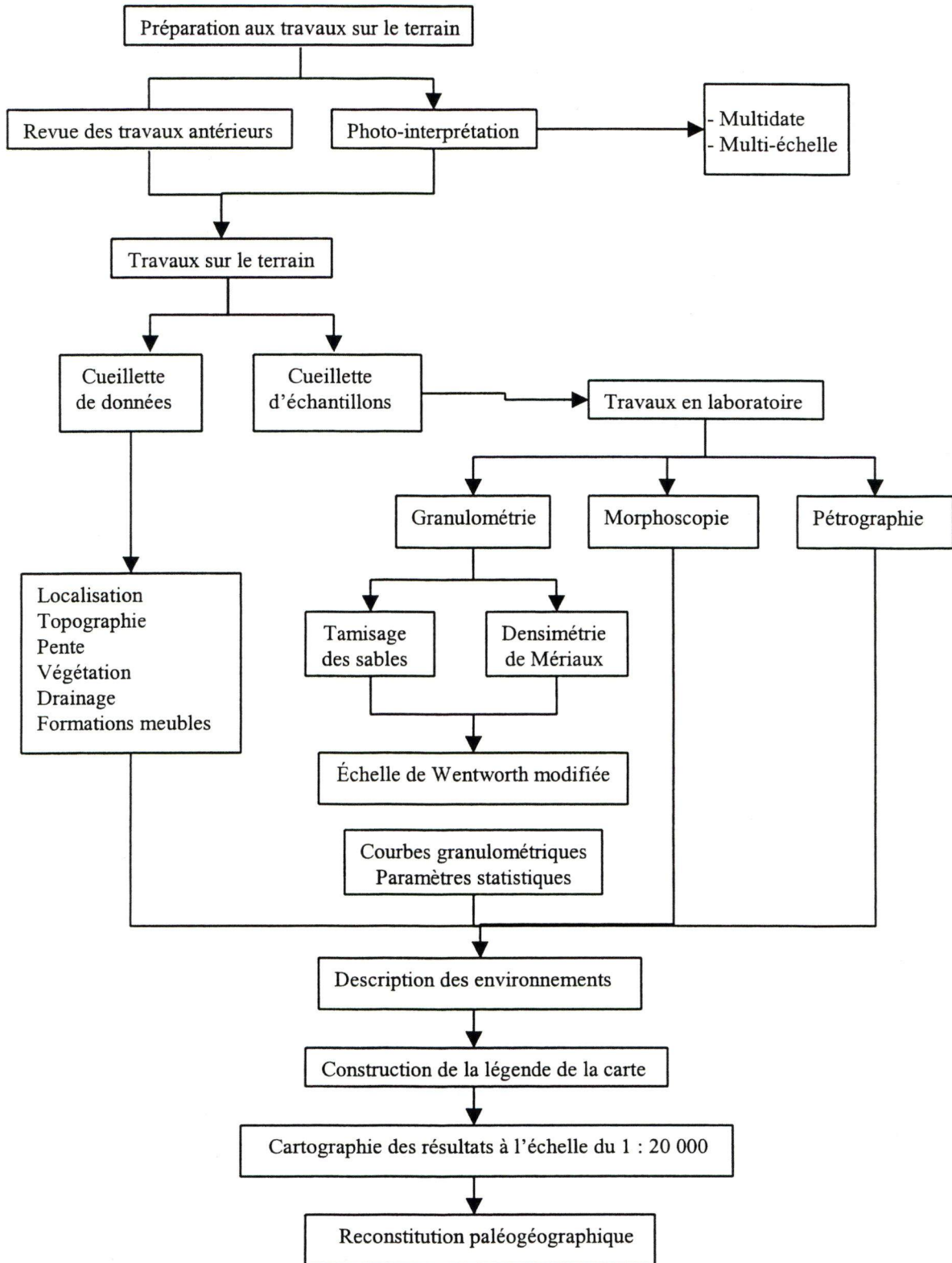


Figure 5 : Organigramme méthodologique

L'accessibilité au territoire du Parc du Mont-Mégantic était facilitée par les moyens mis à notre disposition par le Parc : véhicules tout terrain, clés et codes d'accès des barrières, voitures du Parc. L'accès à la réserve écologique Samuel-Brisson a été possible pour une période limitée au mois d'août 2004 grâce à une autorisation spéciale du Ministre de l'environnement du Québec. Il n'a donc pas été possible de retourner sur le terrain par la suite pour faire les vérifications finales qui auraient été nécessaires. Finalement, les propriétaires des différents terrains privés entourant le Parc étaient contactés par téléphone afin de solliciter leur collaboration et d'obtenir la permission de faire des relevés sur leur propriété. La plupart des propriétaires se sont montrés coopératifs, d'autre non, de sorte que certaines propriétés n'ont pu être visitées. Dans ce cas, l'analyse géomorphologique a été faite seulement sur la base de la photointerprétation qui n'était pas toujours simple en raison du couvert forestier souvent dense.

Chaque site visité était localisé à l'aide du GPS et identifié par un numéro. Lors de la visite de chacun des 463 sites, des données étaient recueillies sur l'altitude, la topographie, la végétation, le drainage, la pente, la pierrosité de surface et la présence d'affleurements rocheux. La présence de stries et de cannelures glaciaires était notée et l'orientation de ces marques d'érosion était relevée à l'aide d'une boussole. Lorsque les conditions du terrain le permettaient, des échantillons de formations meubles étaient prélevés à l'aide d'une tarière ou d'une pelle à une profondeur d'au moins un mètre. Les échantillons recueillis permettaient de connaître la compaction des sédiments, la granulométrie, le degré de triage et la forme des cailloux qu'on y trouve. L'observation de coupes naturelles ou artificielles offrait la possibilité de vérifier la présence de structures sédimentaires dans les formations meubles et de déterminer le sens du courant en mesurant l'orientation des rides de courant et l'imbrication des cailloux. Toutes les données relevées sur le terrain étaient compilées sur une fiche présentée en annexe 1. Les observations faites sur le terrain fournissaient les indices nécessaires à l'identification de l'environnement de sédimentation. Ces informations étaient complétées par les travaux en laboratoire. Plusieurs échantillons, représentatifs des différents environnements sédimentaires que l'on trouve sur le territoire ainsi que des échantillons provenant des sites posant des problèmes d'interprétation étaient recueillis pour fin d'analyse en

laboratoire. Les coupes étaient représentées sur des croquis et des photographies étaient prises pour illustrer les environnements de sédimentation.

3.3. Travaux en laboratoire

Les travaux en laboratoire sont divisés en trois parties : l'analyse granulométrique de la fraction inférieure à 2 mm des échantillons de sédiments, la morphoscopie des grains et l'analyse au binoculaire des altérites. Des analyses granulométriques ont été effectuées sur 66 échantillons (figure 6). Les analyses se déroulent en deux étapes : l'analyse densimétrique selon la méthode du Laboratoire de géographie physique de l'Université de Sherbrooke (Lambert et LaRocque, 2002) adaptée de la méthode de Mériaux (1953) et le tamisage des grains de sable (Lambert et LaRocque, 2002). Les lectures de densité étaient faites aux temps suivants : 4, 8, 15, 30, 45 et 60 minutes, et 4, 8, 24 et 48 heures. La lecture du 2 minutes mentionnée au protocole a été supprimée parce qu'elle présentait des erreurs de lecture en raison de la rapidité avec laquelle le densimètre descend dans les premières minutes de la décantation. Les sables étaient tamisés dans une colonne de 14 tamis : 1,6 mm, 1,25 mm, 1,0 mm, 0,8 mm, 0,63 mm, 0,5 mm, 0,425 mm, 0,355 mm, 0,25 mm, 0,2 mm, 0,125 mm, 0,1 mm, 0,08 mm et 0,063 mm. Les résultats de l'analyse densimétrique et du tamisage des sables étaient reportés graphiquement sur l'échelle de Wentworth modifiée (Wentworth, 1922) (annexe 2).

Les courbes obtenues permettaient de calculer les paramètres granulométriques (annexe 3) et de compléter l'interprétation des résultats de l'analyse granulométrique. La moyenne indique la dimension moyenne des grains d'un échantillon. La médiane permet de déterminer le diamètre des grains qui se trouvent au centre d'un échantillon. Elle permet de comparer la taille des sédiments d'un échantillon à un autre. L'écart type permet de déterminer le degré de classement, donc de triage, d'un échantillon durant le transport. Le degré de classement est influencé par la durée du transport et par la vitesse du courant. Plus le transport est lent et long, plus le classement est bon. Le degré d'asymétrie de la courbe permet de déterminer s'il y a prépondérance des particules fines ou des particules grossières dans un échantillon. Les fortes asymétries, positives comme

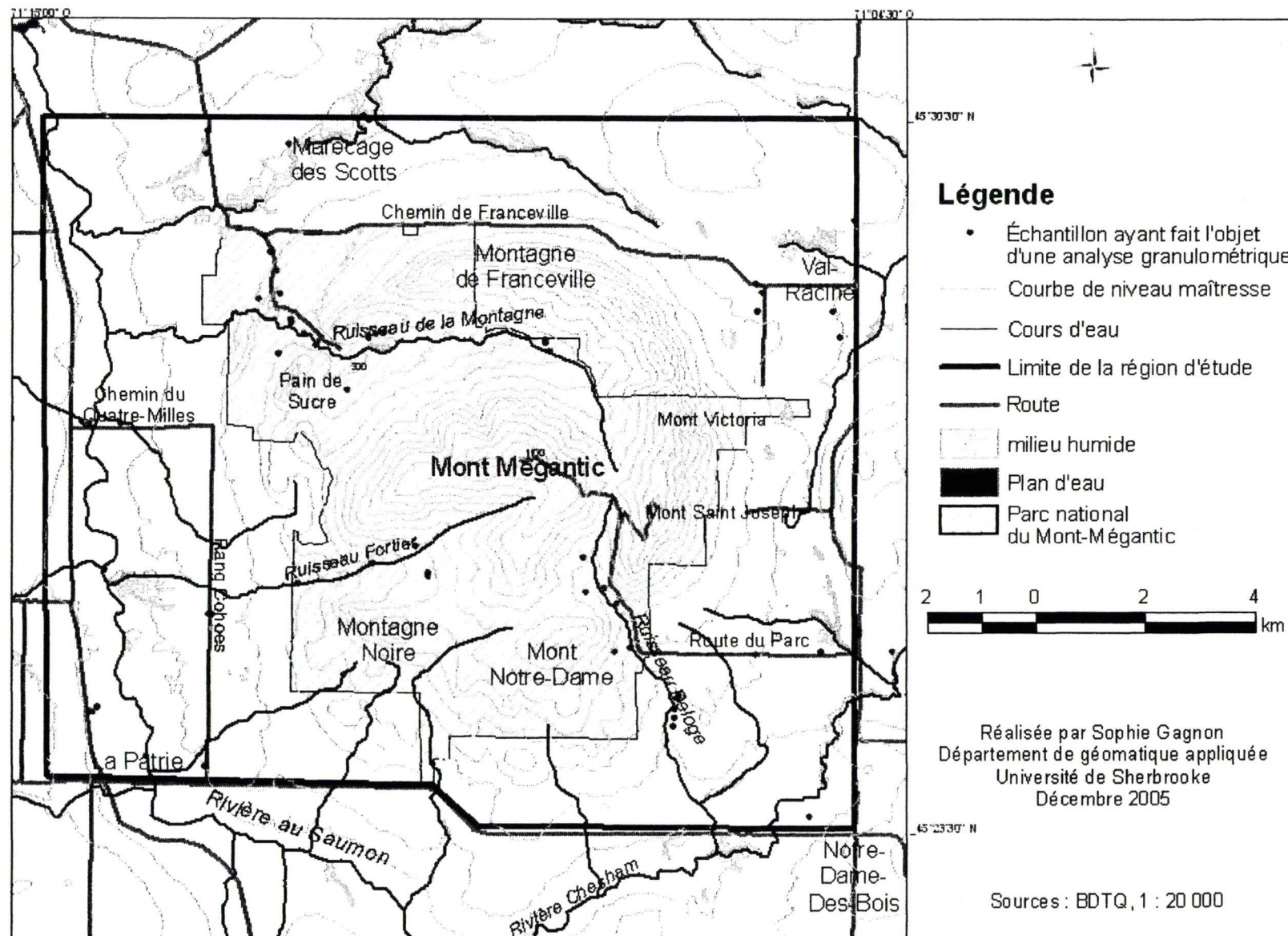
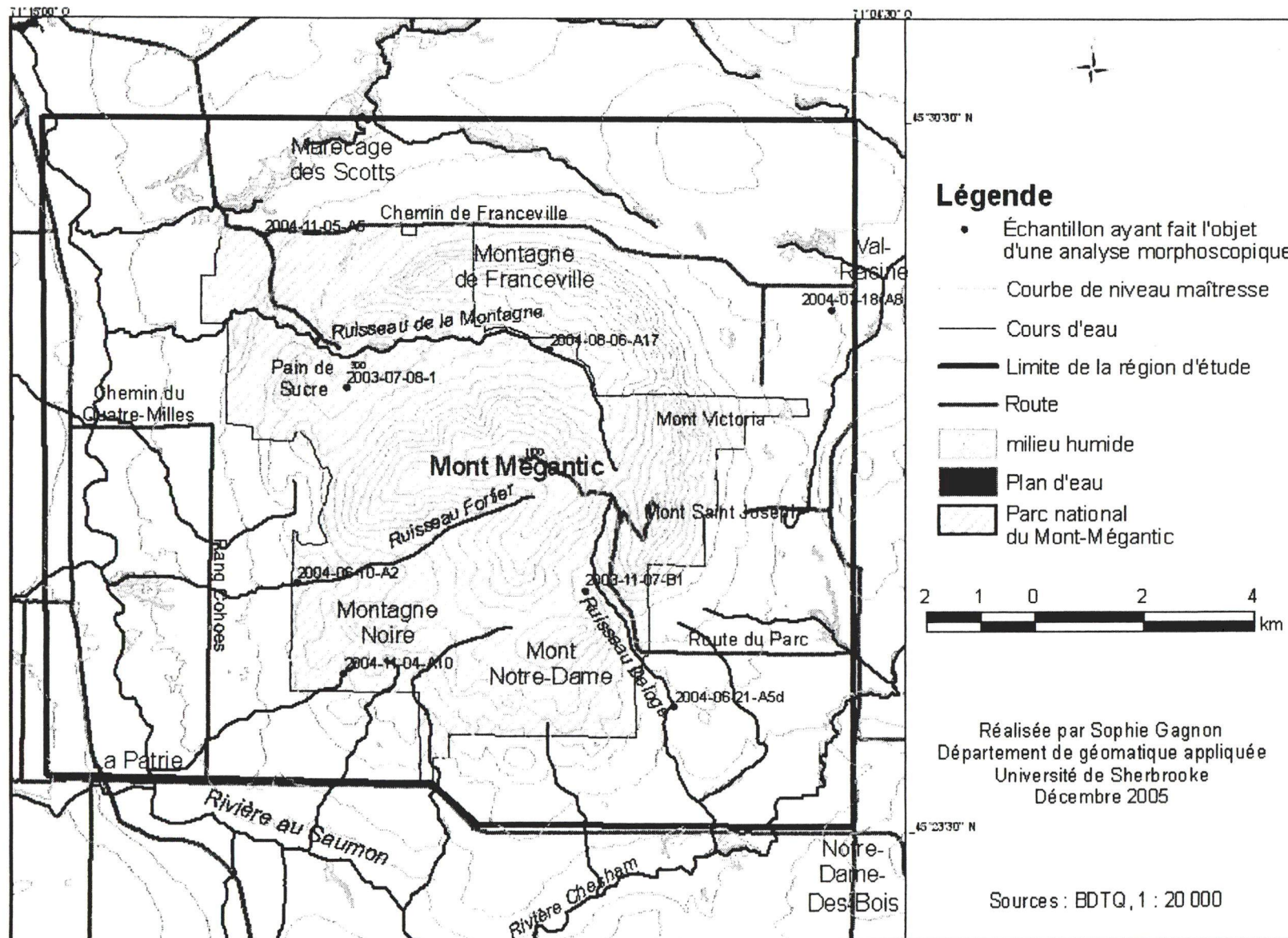


Figure 6 : Localisation des échantillons ayant fait l'objet d'une analyse granulométrique

négligables, indiquent le remaniement des particules. Le coefficient d'acuité de la courbe permet de connaître le redressement de celle-ci par rapport à la moyenne des courbes présentant une moyenne et une médiane semblables. Plus la courbe est platycurtique, plus la granulométrie est étalée. Plus la courbe est leptocurtique, plus les sédiments sont de diamètre semblable (Dubois, 2002).

L'analyse de la morphoscopie des grains a été réalisée selon la méthode du Laboratoire de géographie physique de l'Université de Sherbrooke sur huit échantillons de sédiments dont l'interprétation demeure problématique après l'analyse des résultats de l'analyse granulométrique (figure 7). Des sous-échantillons de 25 grains de sable de quatre tailles différentes (1,0 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,125 mm) étaient observés au binoculaire avec des objectifs respectifs de 6X, 12X, 25X et 50X. Les grains étaient comptabilisés sur un tableau selon leur forme (anguleux, sub-anguleux, arrondis) (annexe 3). La forme des grains permettait généralement de préciser l'agent de transport et d'établir l'origine du sédiment. Les sédiments qui ont subi un transport court ou par la glace sont généralement plus anguleux que les sédiments qui ont subi un transport long dans l'eau et qui sont généralement plus arrondis.

Finalement, les échantillons d'altérites étaient observés au binoculaire afin de déterminer la nature des grains ($n = 21$) (figure 8). L'analyse des altérites a été faite selon la méthode du Laboratoire de géographie physique de l'Université de Sherbrooke. Pour ce faire, 10 g de sédiments étaient pesés et mis en solution dans 75 ml de pyrophosphate de sodium et 200 ml d'eau. Ils étaient ensuite lavés dans un tamis de 0,05 mm puis séchés au four à 80 °C. Les échantillons lavés et séchés étaient analysés au binoculaire. L'observation au binoculaire permettait de vérifier la nature des grains et de déterminer s'ils étaient constitués de matériel autochtone ou allochtone (annexe 3).



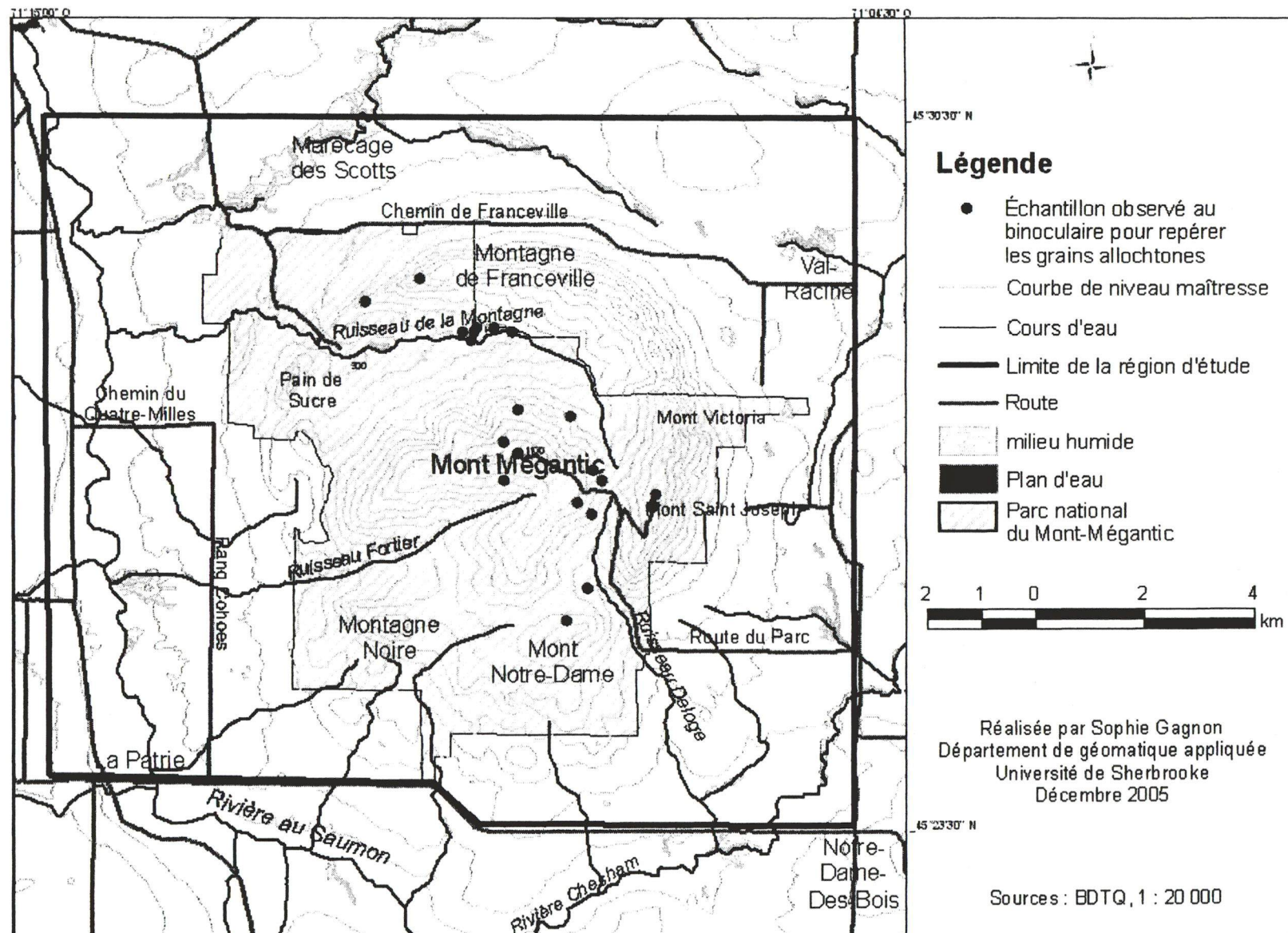


Figure 8 : Localisation des échantillons observés au binoculaire pour repérer les grains alloctones dans le sédiment

3.4. Cartographie des résultats et reconstitution paléogéographique

Les données ponctuelles obtenues lors des travaux sur le terrain et des travaux en laboratoire étaient entrés dans un fichier Excel et reportés sur la carte des sites visités à l'aide du logiciel Arc Map.

Les informations obtenues par la photo-interprétation, les résultats des travaux sur le terrain et les résultats obtenus en laboratoire ont aidé à réaliser des croquis géomorphologiques sur des transparents lors de la phase finale d'interprétation sur la couverture aérienne au 1 : 15 850. Cette phase finale a permis de délimiter les différents types de formations meubles et les environnements géomorphologiques.

La carte des sites visités a été imprimée à l'échelle du 1 : 15 000 et les croquis géomorphologiques finaux ont été reportés à la main sur cette carte. La carte géomorphologique réalisée à l'échelle du 1 : 15 000 a été géoréférencée et numérisée à l'aide du logiciel Arc Map pour produire une carte finale au 1 : 20 000. Le fond de carte à cette échelle de la Banque de données topographiques du Québec (BDTQ) a été utilisée afin de faciliter l'intégration des données numériques au SIG du Parc national du Mont-Mégantic. Toutefois, il est important de mentionner que cette banque de données contient de nombreuses erreurs par rapport à la réalité du terrain, notamment en ce qui a trait au réseau hydrographique.

La légende de la carte géomorphologique (figure 9) a été construite en présentant de manière chronologique les différents environnements, du plus ancien au plus récent : substratum rocheux, environnement d'altération, environnement glaciaire, environnement fluvioglaciaire, environnement glaciolacustre, environnement fluvial, environnement gravitaire, environnement organique et environnement anthropique. La séquence de mise en place des environnements les plus récents n'étant pas toujours évidente, nous avons décidé de présenter l'ordre dominant. Ensuite, en ce qui concerne les secteurs affectés par des processus multiples comme les cônes de déjection et les tabliers d'éboulis, nous avons préféré faire référence au processus dominant dans la terminologie plutôt que

d'utiliser l'appellation polygénique et nous précisons les processus en cause dans la description des résultats qui supportent la carte géomorphologique.

La carte finale a été interprétée et confrontée aux informations des travaux antérieurs et a permis de procéder à la reconstitution paléogéographique du massif du mont Mégantic.

4. Résultats

Les résultats de la recherche sont présentés sur la carte géomorphologique (figure 9) et décrits dans le présent chapitre. Chaque environnement est présenté selon l'ordre de la légende : substratum rocheux, altération, glaciaire, fluvioglaciaire, glaciolacustre, fluvatile, gravitaire, paludéen et anthropique. Lorsque la caractérisation d'un sédiment est appuyée par des courbes granulométriques, ces dernières sont présentées par environnement à l'annexe 2 et les paramètres granulométriques sont présentés par numéro séquentiel d'échantillon dans la partie A de l'annexe 3.

4.1. Substratum rocheux

Les affleurements du substratum rocheux se trouvent généralement sur les interfluves du plateau et sur les sommets du dôme granitique et de la couronne de syénite. Ces affleurements sont souvent altérés en surface. Le rebord des sommets de la couronne de syénite présente habituellement des escarpements de roche nue ainsi que des formes d'altération résiduelles, comme des surplombs et des pointements rocheux de dimension métrique (figure 10).



Figure 10 : Affleurement de syénite en surplomb, vallée du ruisseau de la Montagne

4.2. Environnement d'altération

L'environnement d'altération regroupe tous les dépôts et les formes mis en place par la désagrégation mécanique et l'altération chimique des roches. Il implique parfois l'action de la gravité. Ces environnements se trouvent sur les bas de versant, les pentes et les sommets du massif.

4.2.1. Altérites

Les altérites sont formées de résidus provenant de la désagrégation mécanique et de l'altération chimique du substratum rocheux (figure 11). Dans le massif du mont Mégantic, des altérites ont été relevées sur les crêtes et sur les versants du massif du mont Mégantic, sur ceux de la couronne de syénite ainsi que dans plusieurs secteurs de la vallée du ruisseau de la Montagne (figure 12). Certaines falaises gabbroïques de la vallée du ruisseau de la Montagne présentent des épaisseurs de plus de 5 m d'altérites. Les altérites formées à partir du gabbro sont plus fréquentes, mieux développées et plus riches en silts que celles formées dans le granite ou la syénite. Ces dernières présentent une plus grande concentration en gravier et en blocs. L'analyse granulométrique d'un échantillon d'altérites montre une courbe normale, asymétrique vers les fines et révèle un mauvais triage (courbe 2003-11-07-B1 à l'annexe 2). L'importance des sables dans l'échantillon par rapport aux argiles est caractéristique du processus d'arénisation (Dejou *et al.*, 1977). Les échantillons d'altérites analysés au binoculaire ($n = 16$) permettent d'observer des minéraux autochtones, très anguleux hétérométriques et souvent oxydés (annexe 3 c). La difficulté d'accès aux sommets des secteurs ouest et SO a limité la récolte d'échantillon dans ces secteurs.

4.2.2. Champs de blocs

Les champs de blocs constituent des amas de blocs hétérométriques reposant sur des pentes faibles sans déplacement apparent. Les blocs proviendraient de la désagrégation mécanique du substratum rocheux sous l'action du gel et du dégel qui opèrent dans les

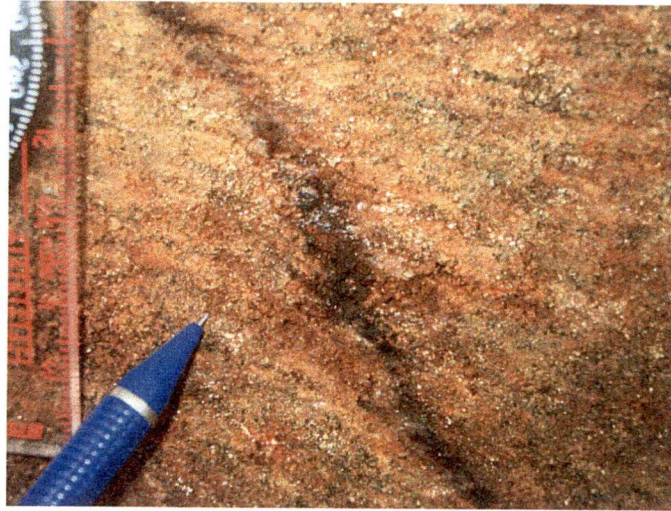


Figure 11 : Gabbro altéré dans le col séparant la montagne Noire du mont Mégantic

diaclasses pré-existantes du substratum rocheux (figure 13). Des champs de blocs ont été observés sur les pentes faibles (moins de 10 %) du sommet du mont Mégantic. Ils couvrent la plus grande partie du sommet de ce mont jusqu'à la rupture de pente qui marque le début des tabliers d'éboulis. Ils sont constitués de blocs autochtones de dimension décimétrique à métrique et plus ou moins anguleux. Des blocs allochtones d'origine glaciaire y sont parfois mêlés.

4.3. Environnement glaciaire

L'environnement glaciaire regroupe toutes les formes et sédiments mis en place par l'action de la glace. Sur le territoire étudié on trouve du till et du till et roc ainsi que des formes d'érosion représentées par des stries et des cannelures glaciaires ainsi que des cirques glaciaires. On trouve aussi des indices de récurrence glaciaire.

4.3.1. Till

Le till est un matériel meuble hétérométrique, non trié, transporté et déposé par la glace. Sur le territoire étudié, les plus grandes épaisseurs de till se trouvent principalement au bas des versants du massif et dans les vallons du plateau appalachien. Sur les photographies aériennes, le till est caractérisé par une tonalité claire plus ou moins

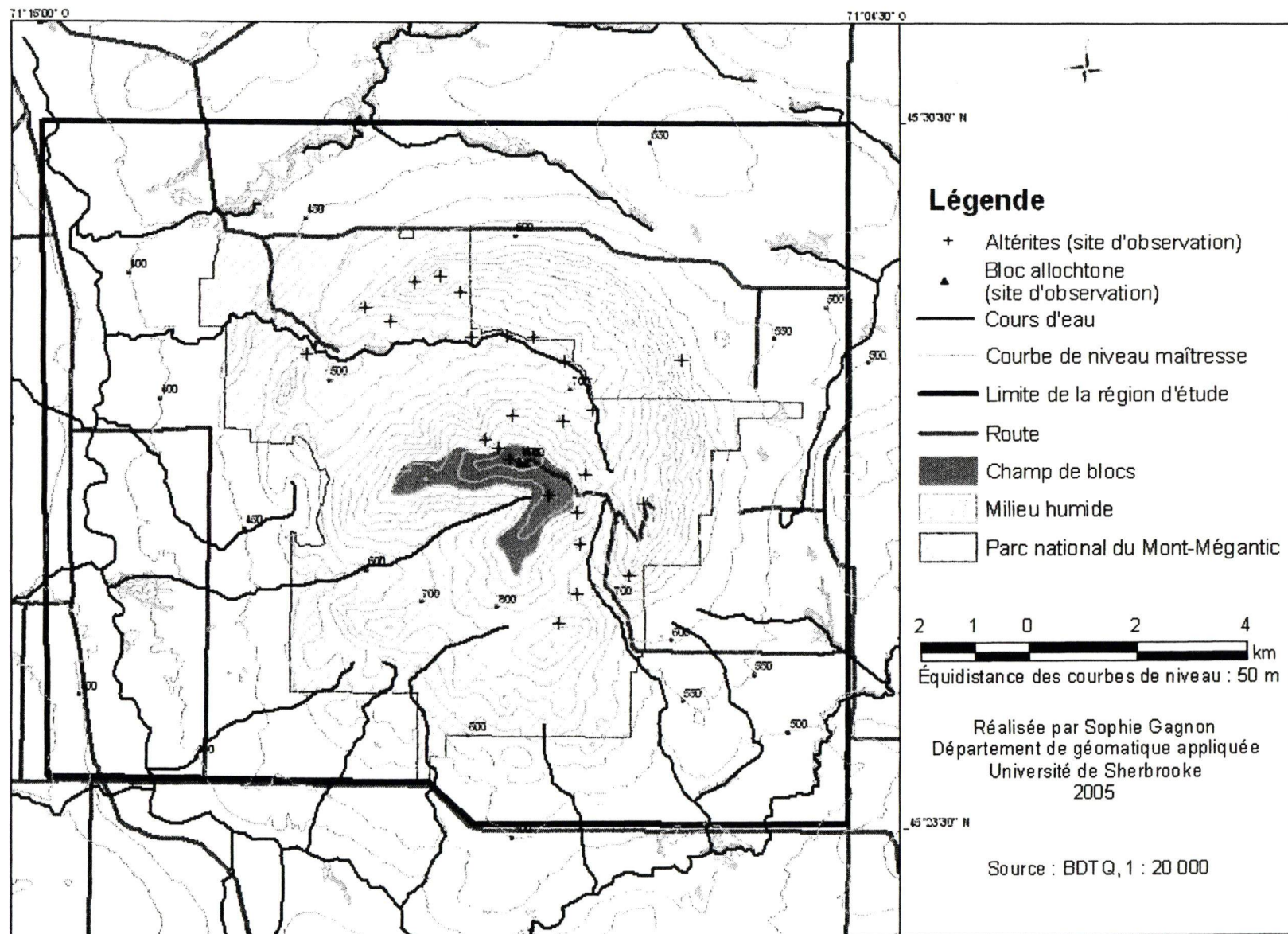


Figure 12 : Environnement d'altération



Figure 13 : Diaclases observables dans les granites du mont Mégantic

homogène, une surface lisse, un réseau de drainage dense et un couvert végétal mixte ou de feuillus. À cause de la forte pierrosité des tills, les terres défrichées pour l'agriculture sont souvent parsemées de pierriers. Les tills sont hétérométriques, très compacts et de couleur gris brun à gris vert (figure 14). Ils peuvent être associés au till de Lennoxville identifié par McDonald (1967). En effet, pour la région d'étude, le till en surface est réputé appartenir au dernier stade glaciaire (McDonald, 1967). Les talus fluviatiles taillés par le ruisseau de la Montagne permettent d'observer des épaisseurs importantes de till dans ce secteur. Celles-ci peuvent atteindre plus de 5 m. De plus, au NO du territoire, on observe une importante superficie plane recouverte de till. Les courbes granulométriques des tills ($n = 47$) sont en général normales à platycurtiques, symétriques à asymétriques vers les fines et révèlent un très mauvais triage (annexe 3 A). L'analyse de trois échantillons de till au binoculaire (annexe 3B) révèle une majorité de grains anguleux (plus de 85 %) et sub-anguleux (6 à 13 %). La compacité, la couleur et la granulométrie des tills varient selon les secteurs du massif. Du till fissile a été relevé dans un fossé sur le bord du chemin de Franceville, au bas du versant nord de la couronne de syénite. Dans la région, ce phénomène est observé en situation de compression du glacier.



Figure 14 : Coupe dans du till de fond compact sur le chemin de Franceville

4.3.2. Till et roc

Les dépôts de till et roc présentent une alternance d’affleurements du substratum rocheux et de placages de till qui repose directement sur le substratum rocheux. Le till et roc se trouve surtout sur les interfluves du plateau appalachien entourant le massif du mont Mégantic. Sur les photographies aériennes, on observe des surfaces rugueuses et des tonalités irrégulières qui sont dues à l’alternance entre les affleurements rocheux et le till. Lorsqu’il est observé en coupe, l’apparence du till, dans les zones de till et roc, est la même que celle dans les zones de till.

4.3.3. Stries et cannelures

Les stries et les cannelures glaciaires sont des marques d’érosion glaciaire provoquées par l’abrasion du substratum rocheux par des matériaux rocheux enchassés dans les couches basales du glacier (figure 15). Ces marques permettent de déterminer l’orientation de l’écoulement de la glace. Plus d’une dizaine de stries et de cannelures glaciaires ont été relevées à deux endroits sur les grès et les shales du plateau qui ceignent le massif du mont Mégantic (figure 16). Sur chacun des sites, dix stries et cannelures glaciaires ont été mesurées et indiquent un axe NO-SE (tableau 1).



Figure 15 : Stries et cannelures glaciaires sur la route de Chesham, à l'est du mont Saint-Joseph

Tableau 1 : Orientation des stries et des cannelures glaciaires localisées sur la figure 16

| Site 2003-09-19-A1 | Site 2003-09-11-B3 |
|--------------------|--------------------|
| 305° - 125° | 120° - 300° |
| 300° - 120° | 122° - 302° |
| 300° - 120° | 135° - 315° |
| 310° - 130° | 120° - 300° |
| 300° - 120° | 122° - 302° |
| 295° - 115° | 130° - 310° |
| 292° - 112° | 135° - 315° |
| 295° - 115° | 105° - 305° |
| 290° - 110° | 125° - 305° |
| 290° - 110° | 110° - 290° |

4.3.4. Cirques glaciaires

Les cirques glaciaires sont des dépressions semi-circulaires aux parois abruptes qui se forment dans les zones d'accumulation de la glace de glaciers de montagne. Des formes pouvant être apparentées à des cirques glaciaires ont été relevées sur le haut du versant

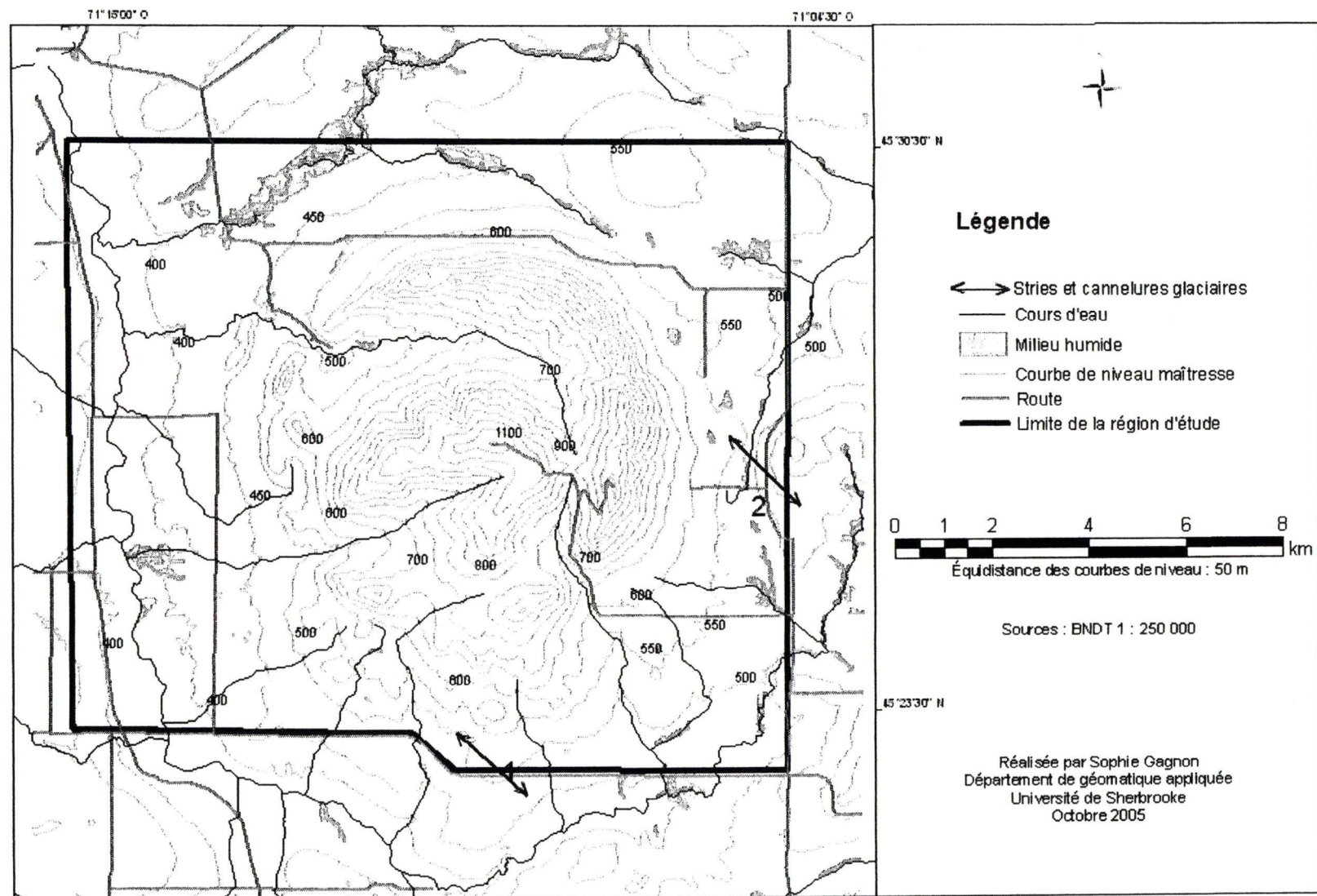


Figure 16 : Localisation des stries et des cannelures glaciaires

nord du mont Mégantic. Ces formes sont peu développées. Elles mesurent environ 500 m de diamètre et leurs parois sont à peine encaissées de quelques dizaines de mètres. Aucune forme morainique n'ayant pu leur être associée, on ne peut déterminer à quel moment ils ont été formées.

4.3.3. Indices de récurrence glaciaire

Des indices de récurrence glaciaire ont été relevés à trois endroits sur le territoire d'étude (figure 17). Ces indices pourraient être associés à un interstade ou à une réavancée glaciaire qui aurait eu lieu pendant la déglaciation de la région.

Le 2004-11-04-A1 (figure 18), situé à une altitude de 815 m, présente un till très compact qui recouvre un dépôt de sable et de gravier stratifiés, probablement juxtaglaciaire. Le till atteint un mètre d'épaisseur tandis que le dépôt de sable et de gravier atteint plus de 40 cm. L'imbrication des cailloux dans les sables et graviers indique un écoulement vers le SSE. Ce site indique une récurrence glaciaire.

Le site 2004-11-04-A3 (figure 19), situé à une altitude de 805 m, présente lui aussi du till qui recouvre un dépôt de sable silteux avec des rides de courant et un dépôt de gravier. Le till atteint 1 m d'épaisseur tandis que les sables silteux avec rides de courant atteignent 30 cm et les graviers dépassent 20 cm d'épaisseur. Ces sédiments sont probablement juxtaglaciaires et ce site témoigne également d'une période de récurrence glaciaire

Le site 2005-06-10-A8 (figure 20), situé à une altitude d'environ 570 m, présente un bloc de schiste ardoisier autochtone de taille plurimétrique incorporé à du till très compact (figure 21). Le till déformé atteint une épaisseur d'au moins 3 m. Le schiste ardoisier étant une formation fragile, le bon état de conservation de ce bloc indique qu'il a dû être transporté seulement sur une courte distance, ce qui nous permet de conclure à une récurrence glaciaire.

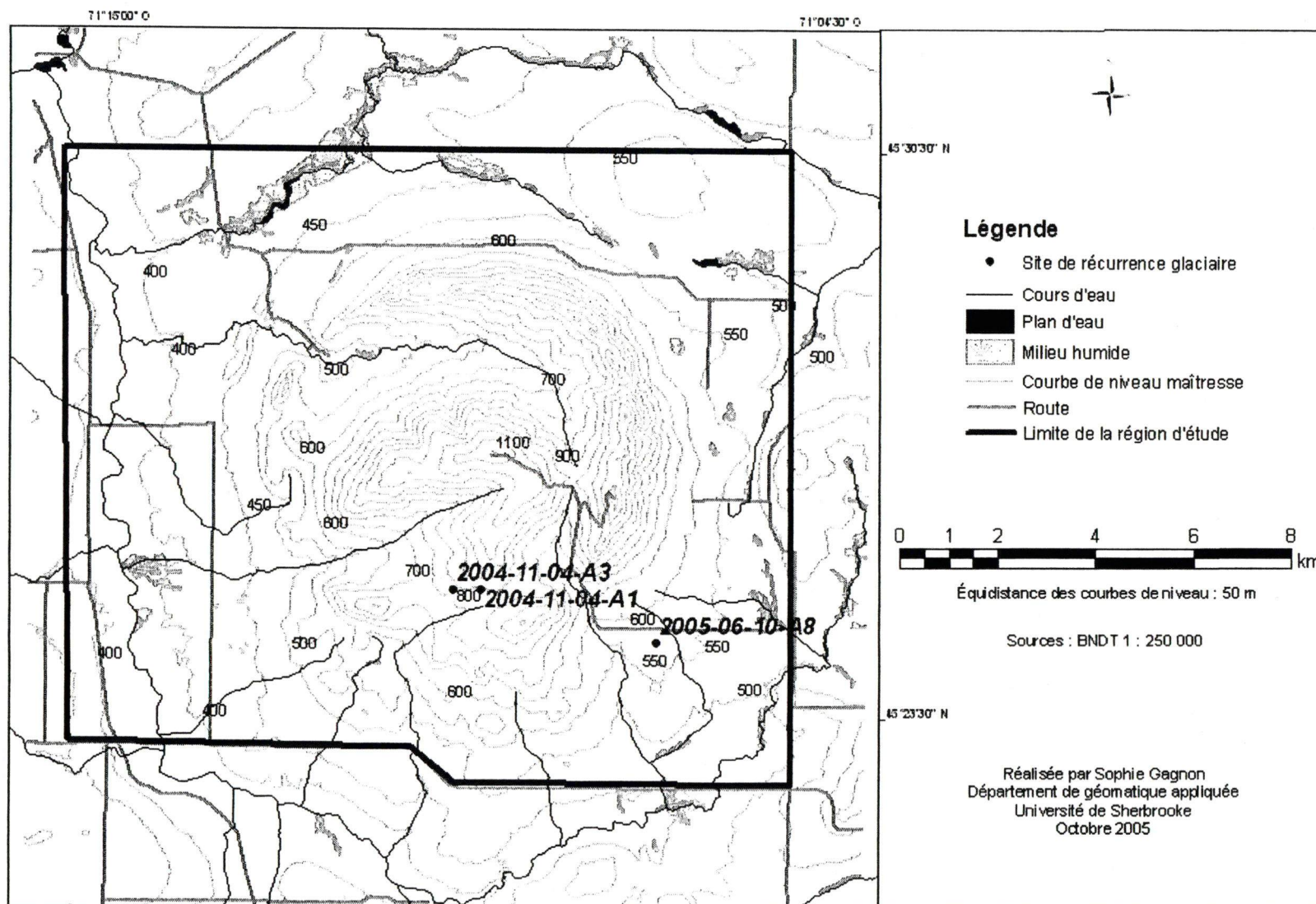


Figure 17 : Sites d'observations de récurrences glaciaires

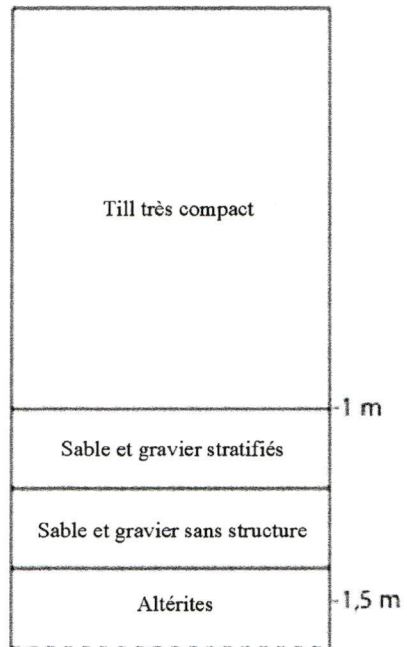


Figure 18 : Coupe stratigraphique présentant du till sur des sables et graviers au site 2004-11-04-A1

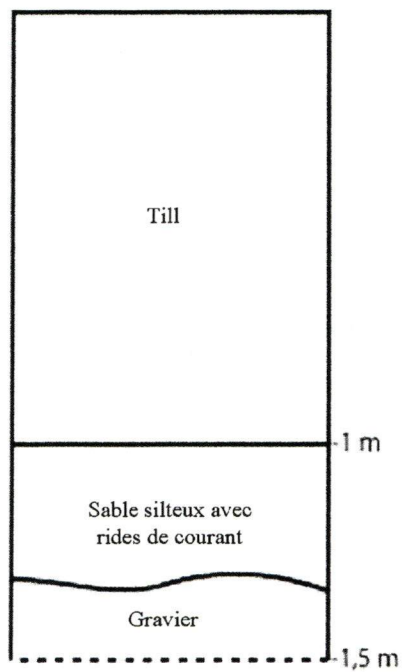


Figure 19 : Coupe stratigraphique présentant du till recouvrant des sédiments déformés de sable silteux et de gravier au site 2004-11-04-A3



Figure 20 : Indice de récurrence glaciaire le long de la route du Parc au site 2005-06-10-A8



Figure 21 : Bloc de schiste ardoisier de grande taille dans le till au site 2005-06-10-A8

4.4. Environnement fluvioglaciaire

L'environnement fluvioglaciaire regroupe tous les sédiments et formes mis en place par l'action de l'eau de fonte du glacier, soit en contact avec la glace (juxtaglaciaire), soit sans contact avec la glace (proglaciaire). Des formes et des sédiments fluvioglaciaires ont

été relevés à plusieurs endroits dans les vallées du territoire étudié (figure 22). Ils sont généralement constitués de silt, de sable, de gravier et de blocs arrondis. Ces sédiments sont stratifiés et les stratifications souvent déformées. Les principales formes d'accumulation relevées sont les eskers et les kames, tandis que les principales formes d'érosion sont les chenaux juxtaglaciaires et proglaciaires.

4.4.1. Eskers

Les eskers sont des formes juxtaglaciaires mises en place par des cours d'eau qui s'écoulaient sous la glace (Pagé, 1992). Plusieurs tronçons d'eskers ont été relevés au nord et à l'est du massif du mont Mégantic. Ils indiquent un écoulement orienté vers l'ESE et vers le sud et seraient tous associés au même esker. Sur les photographies aériennes, les eskers présentent une forme de cordon allongé et surélevé. La longueur maximale des tronçons est de 2 km tandis qu'ils ne dépassent pas environ 30 m de largeur et environ 5 m de hauteur. Les coupes réalisées sur le site 2003-09-12-A1 (figure 23) ont permis d'observer des sédiments constitués de sable et de gravier stratifiés, souvent déformés et peu compacts. Les courbes granulométriques des sédiments d'eskers ($n = 2$) sont normales et leptocurtiques, asymétriques vers les fines et dénotent un triage moyen (annexe 3A).

4.4.2. Kames

Les kames sont de petites buttes de formes irrégulières mises en place par les eaux de fonte qui circulent sur le glacier ou contre ses parois. Des kames ont été relevés au nord-est du territoire d'étude. Sur les photographies aériennes, on remarque des monticules de formes plus ou moins arrondies. Le diamètre des kames est généralement de quelques dizaines de mètres, mais le diamètre maximal est d'environ 200 m. Les coupes réalisées sur le terrain permettent d'observer des sédiments de sable et gravier stratifiés qui ont subi des déformations postérieures à la sédimentation comme des plissements et des failles. Par contre, aucune excavation suffisante n'a permis de vérifier si le pendage des lits est parallèle ou non à la topographie. Un échantillon a été analysé au laboratoire. La

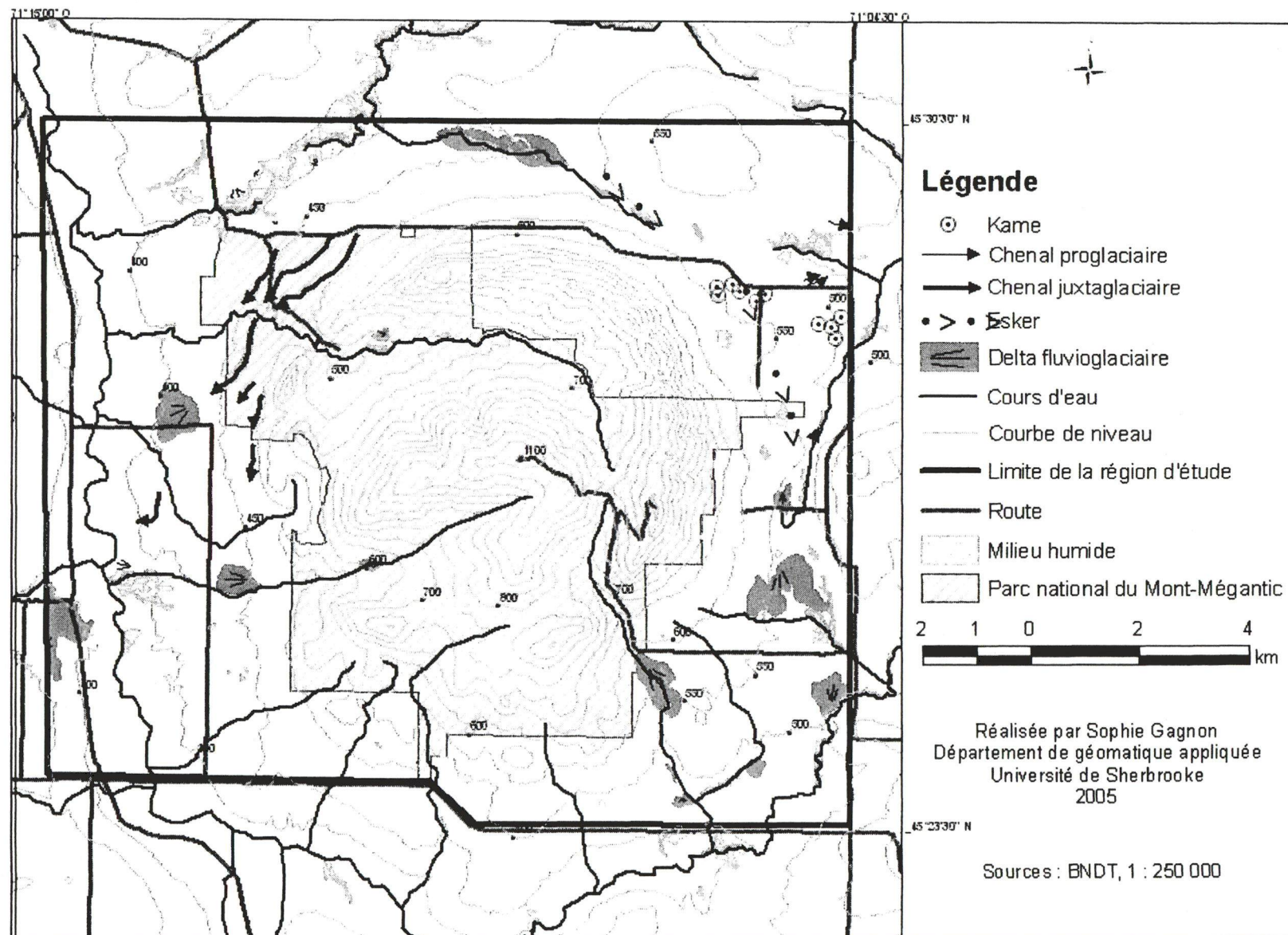


Figure 22 : Formes d'érosion et d'accumulation fluvioglaciaires

courbe granulométrique est leptocurtique, fortement asymétrique vers les fines et révèle un mauvais triage (annexe 3A).



Figure 23 : Sédiments stratifiés dans un tronçon d'esker au site 2003-09-12-A1, sur le chemin Doyon

4.4.3. Chenaux juxtaglaciaires et proglaciaires

Les chenaux juxtaglaciaires et proglaciaires sont des paléo-lits de cours d'eau mis en place par les eaux de fonte en bordure du front glaciaire. Les chenaux juxtaglaciaires se forment au contact du glacier tandis que les chenaux proglaciaires se forment en retrait du glacier. Les chenaux juxtaglaciaires indiquent la position de la bordure glaciaire et se mettent généralement en place lors d'une stagnation du front glaciaire. On les reconnaît par photo-interprétation en raison de leur forme de dépression allongée et de leur fond plat. Les chenaux juxtaglaciaires sont relativement perpendiculaires à la pente tandis que les chenaux proglaciaires suivent le sens de la pente. Les chenaux juxtaglaciaires les plus importants se retrouvent au nord-ouest et à l'ouest de la couronne de syénite sur des versant à pente faible (moins de 10 %). Le fond de ces chenaux est généralement occupé par des amas de blocs décimétriques. Des chenaux proglaciaires se trouvent au NE du territoire dans le secteur de Val-Racine.

4.5. Environnement glaciolacustre

L'environnement glaciolacustre regroupe les formes et les sédiments mis en place dans les lacs proglaciaires. On note des sédiments deltaïques, littoraux et d'eau profonde.

4.5.1. Sédiments deltaïques

Les deltas fluvioglaciaires se mettent en place à l'exutoire d'un cours d'eau qui se jette dans un lac proglaciaire. Ils peuvent être proglaciaires ou juxtaglaciaires et témoignent d'un niveau plus marqué que les autres atteint par un lac proglaciaire. Sur les photographies aériennes, on les reconnaît à leur surface plane et lisse ainsi qu'à leur tonalité claire. De nombreuses coupes ont pu être réalisées dans différents deltas (figure 24). Ces coupes ont permis d'observer des sédiments constitués de silt, de sable et de gravier stratifiés, généralement lités et peu compacts. Les deltas juxtaglaciaires présentent souvent des stratifications dans lesquelles on peut noter des déformations postérieures à la sédimentation, comme des plissements et des failles. Ces déformations se produisent lors de l'affaissement des bordures du dépôt juxtaglaciaire provoqué par la fonte de la masse de glace sur laquelle il s'est mis en place. Les courbes granulométriques obtenues pour les cinq échantillons de sédiments deltaïques sont leptocurtiques à platycurtiques, symétriques à asymétriques vers les fines et révèlent un triage de moyen à très mauvais (annexe 3A). Le mauvais tri de certains dépôts deltaïques est probablement associé à la faible distance de transport. L'observation au binoculaire d'un échantillon de sédiment deltaïque a permis de relever 60 % de grains anguleux, 35 % de grains sub-anguleux et 5 % de grains arrondis (annexe 3B). Les sédiments deltaïques juxtaglaciaires et proglaciaires ont été relevés à des altitudes de 420 m, 465 m, 490 m, 520 m, 530 m, 545 m, 555 m et 650 m. Les sédiments deltaïques recouvrent souvent des sédiments glaciolacustres d'eau profonde.



Figure 24 : Coupe dans un delta juxtaglaciaire sur la route du Parc

4.5.2. Sédiments littoraux

Les sédiments littoraux sont des dépôts sableux mis en place en bordure des lacs proglaciaires. Des sédiments littoraux ont été relevés sur le rang des Cohoes, au bas du versant ouest de la couronne de syénite. Sur les photographies aériennes, on observe de grandes étendues relativement planes et de tonalité claire. Les coupes réalisées lors des travaux sur le terrain ont permis d'observer des sédiments de sable et de gravier sans structures sédimentaires. Un échantillon a été analysé en laboratoire : la courbe granulométrique est symétrique, platycurtique et révèle un mauvais triage (annexe 2).

4.5.3. Sédiments d'eau profonde

Les sédiments glaciolacustres d'eau profonde sont mis en place en milieu calme dans des lacs proglaciaires. Les sédiments glaciolacustres proximaux sont mis en place en eau relativement peu profonde tandis que les sédiments glaciolacustres distaux sont mis en place en eau plus profonde. Des sédiments glaciolacustres ont été relevés autour du mont Mégantic et dans plusieurs de ses vallées. Le fait qu'ils sont souvent recouverts de sédiments deltaïques indique nettement une mise en place en eau calme et profonde

(LaRocque, 1999). Sur les photographies aériennes, les secteurs de sédiments glaciolacustres présentent souvent un relief relativement plat à tonalité foncée et irrégulière. Les sédiments glaciolacustres distaux présentent des rythmites formées d'une alternance de lits argileux et de lits silteux avec une mince portion de sable fin qui correspondent à des varves. Les couplets ne dépassent généralement pas 1 cm d'épaisseur. Les lits argileux sont plus épais que les lits silteux et présentent une teinte de gris plus foncée. Les sédiments distaux observés dans le lit de la rivière au Saumon présentent des lits argileux qui atteignent 4 cm d'épaisseur et des lits silto-sableux d'environ 1 cm d'épaisseur. Des sédiments glaciolacustres proximaux ont été relevés à un endroit sur le territoire d'étude, sur le versant SE du massif. Ils présentent des lits bruns silteux en alternance avec des lits brun clairs sablo-silteux. Les couplets n'atteignent pas 1 cm d'épaisseur et font en moyenne de 7 à 8 mm d'épaisseur. Les courbes granulométriques des sédiments glaciolacustres ($n = 12$) sont normales à très leptocurtiques, symétriques à très asymétriques vers les fines et révèlent un très mauvais triage (annexe 2). Un échantillon de sédiments d'eau profonde analysé au binoculaire a révélé des grains anguleux à plus de 95 % (annexe 3B).

4.6. Environnement fluvial

L'environnement fluvial regroupe toutes les formes et les sédiments mis en place par l'action de l'eau courante. Dans les formes d'érosion, on relève du ravinement, des talus d'érosion fluvial et des bras morts de méandres, tandis que, dans les formes d'accumulation, on relève des cônes de déjection, des deltas anciens, des plaines alluviales et des levées alluviales.

4.6.1. Talus d'érosion fluvial et ravinement

Les talus d'érosion fluvial sont des talus mis en place le long des cours d'eau sous l'action de l'érosion du courant. De tels talus ont été relevés un peu partout sur le territoire étudié. Ces talus présentent des pentes fortes et des dénivelés qui atteignent généralement plus de 2 m et qui peuvent atteindre jusqu'à 5 m. Ils se forment

généralement dans le substratum rocheux ainsi que dans des matériaux cohésifs comme des altérites, de l'argile et du till. Des formes de ravinement en V ont également été relevées sur le massif. De plus, des ravins importants sont observables sur le versant SE de la montagne Noire. Ces formes atteignent au moins 10 m de profondeur.

4.6.2. Cônes de déjection

Les cônes de déjection sont des formes coniques mises en place par l'accumulation de matériaux hétérométriques là où il y a rupture de pente à l'exutoire des ruisseaux torrentiels du massif. Des sédiments gravitaires sont probablement inclus dans les sédiments fluviaux de ces formes. Sur les photographies aériennes, on note une forme conique surélevée par rapport à l'ensemble du versant ainsi qu'un ruissellement diffus. Les cônes les plus importants ont été relevés sur le versant nord du mont Mégantic et atteignent environ 500 m de diamètre. Ils n'ont toutefois pas pu être visités sur le terrain en raison de la difficulté d'accès.

4.6.3. Deltas anciens

Les deltas sont constitués d'alluvions mis en place à l'embouchure d'un affluent qui se jette dans un plan d'eau. Comme les deltas proglaciaires, les deltas anciens indiquent d'anciens niveaux lacustres d'une relative stabilité. Sur les photographies aériennes, on les reconnaît facilement à leur forme en éventail et à leur tonalité pâle. Ils se différencient des deltas juxtaglaciaires et proglaciaires par le fait qu'ils ont généralement été moins affectés par les processus d'érosion holocènes. On note la présence de deltas anciens dans le secteur du marécage des Scotts à une altitude de 420 m. Leur superficie ne dépasse pas 0,5 km².

4.6.4. Plaines et levées alluviales

Les plaines alluviales sont des surfaces planes constituées des alluvions du lit majeur d'un cours d'eau. L'alluvionnement se fait par progradation derrière un obstacle

topographique. Des sédiments de plaine alluviale s'observent dans le fond des vallées de la plupart des cours d'eau du territoire à l'étude. Une plaine alluviale importante qui se trouve dans la vallée de la rivière au Saumon repose sur des sédiments glaciolacustres d'eau profonde. Cette plaine alluviale atteint environ 500 m de largeur maximale, mais ne dépasse habituellement pas la centaine de mètres. Les plaines alluviales qui longent les autres cours d'eau de la région d'étude ne dépassent jamais quelques dizaines de mètres de largeur. Les alluvions sont formées de silt et de sable fin et moyen. Les courbes granulométriques des sédiments alluviaux ($n = 4$) sont normales à leptocurtiques, asymétriques ou très asymétriques vers les fines et présentent des sédiments mal triés à très mal triés (annexe 3A). Un échantillon de sédiments fluviale analysé au binoculaire révèle 50 % de grains anguleux, 43 % de grains sub-anguleux et 7 % de grains arrondis (annexe 3B). Finalement, des levées alluviales assez importantes pour être cartographiées ont été relevées sur les berges de la rivière au Saumon.

4.6.5. Bras morts de méandre

Les bras morts sont des portions d'anciens chenaux fluviaux abandonnés par un cours d'eau. Les bras morts les plus marqués ont pu être observés sur la plaine alluviale qui borde la rivière au Saumon. Des bras morts plus petits ont aussi pu être observés le long des ruisseaux Fortier et de la Montagne. Les bras morts situés sur la plaine alluviale de la rivière au Saumon sont facilement visibles sur les photographies aériennes. Sur le terrain, on peut remarquer la dépression allongée laissée par l'ancien lit de la rivière. Les bras morts sont généralement d'une centaine à quelques centaines de mètres de longueur et de 3 à 20 m de largeur. Plusieurs de ces bras morts ont une cause anthropique puisqu'ils sont associés au redressement de la rivière au Saumon pour des fins agricoles.

4.7. Environnement gravitaire

L'environnement gravitaire regroupe les formes et les sédiments mis en place principalement par l'action de la gravité. Sur le territoire d'étude, on trouve des tabliers

d'éboulis, des glissements, des indices de reptation, des loupes de gélifluxion et des colluvions.

4.7.1. Tabliers d'éboulis

Les tabliers d'éboulis sont des talus formés par l'accumulation de matériel hétérométrique provenant de la désagrégation mécanique et de l'altération chimique du substratum rocheux sur des pentes fortes qui se trouvent en contrebas des d'escarpements rocheux (figure 25). Les matériaux qui forment ces tabliers sont généralement le résultat de l'action de la gravité, mais parfois aidée par l'eau. Sur le territoire étudié, on trouve des tabliers d'éboulis sur les versants en pente raide du massif. Ils forment des bandes d'environ 500 m de largeur et de quelques centaines de mètres de dénivelé. Les tabliers d'éboulis situés sur le mont Mégantic atteignent plus de 1 km de largeur et près de 300 m de dénivelé. Les tabliers d'éboulis sont formés d'amas de blocs décimétriques à métriques au travers desquels on trouve des silts, des sables et des graviers. Certains blocs d'éboulis peuvent atteindre 3 à 4 m de diamètre. Les pentes sur lesquelles des amas de blocs ont été observés sont généralement entre 20 % et 40 %. La limite entre les champs de blocs et les tabliers d'éboulis a été établie en fonction de la pente, des observations sur le terrain et de l'analyse des photographies aériennes.



Figure 25 : Tablier d'éboulis situé sur le versant NO de la couronne de syénite près du chemin Doyon

4.7.2. Glissements

Des glissements apparentés à des glissements pelliculaires ont été relevés sur le mont Mégantic (figure 26). Les glissements pelliculaires sont caractérisés par le déplacement brusque de matériel qui forme la couche superficielle du sol sur des versants à pente forte (plus de 35 %) (Dubois, 1989 ; Dubois *et al.*, 1993). Ils forment des couloirs d'environ 250 m de longueur et de moins d'environ 50 m de largeur. Des blocs généralement métriques, pouvant atteindre jusqu'à 4 m de diamètre, sont empilés sur des pentes qui peuvent atteindre plus de 50 %. La végétation que l'on trouve dans les couloirs est jeune et clairsemée, ce qui indique que les couloirs sont probablement encore actifs.

4.7.3. Indices de reptation

La reptation consiste en un déplacement lent des particules sur un versant en raison de la gravité, de changements dans le volume et l'humidité du sol, du gel, de la croissance des végétaux, etc. Des indices de reptation ont été relevés sur les versants du massif granitique. En effet, le tronc de certains arbres situés sur les pentes fortes du massif est courbé, indiquant que l'arbre a été affecté par les mouvements gravitaires à la surface du versant. Des pipekrakes ont également été observés à plusieurs occasions pendant l'automne et au début du printemps (figure 27). Les pipekrakes permettent la migration vers le bas des pentes des particules qu'ils soulèvent.

4.7.4. Loupes de gélifluxion

Les loupes de gélifluxion se forment lors du déplacement d'une masse de matériel dégelé sur une masse de matériel gelé (Joly, 1997). Des loupes de gélifluxion ont été observées dans les talus de till et d'argile glaciolacustre qui longent les différents ruisseaux du territoire étudié et plus particulièrement le long du ruisseau de la Montagne. Il s'agit de cicatrices de décrochement de dimension métrique en forme de demi-cercle.

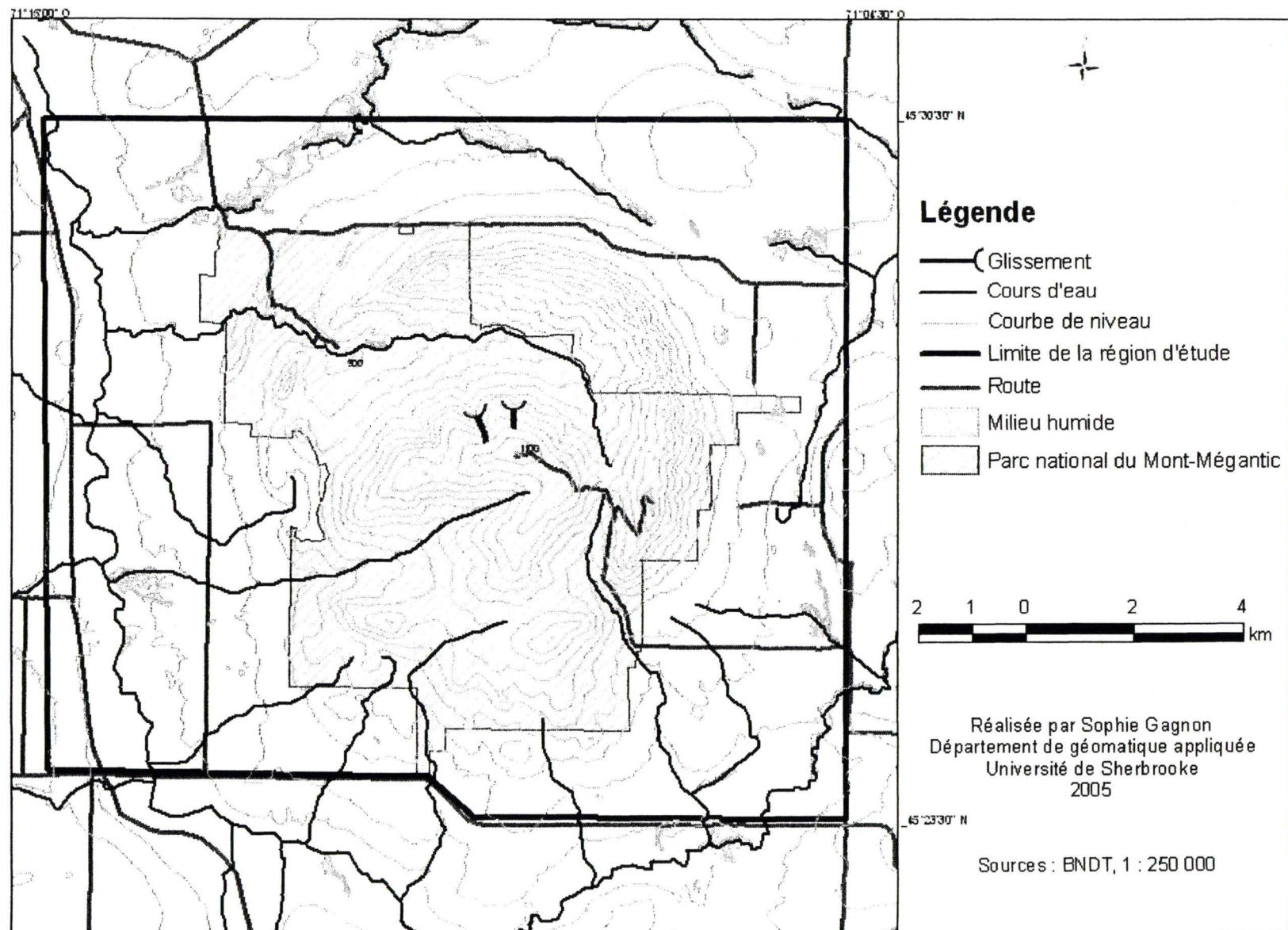


Figure 26 : Localisation des glissements



Figure 27 : Pipekrakes observés dans le sentier d'Andromède (28 octobre 2003)

4.7.5. Colluvions

Les colluvions sont constituées de sédiments transportés sur les versants sous l'effet de la gravité et de l'action fluviale. Sur le territoire étudié, des colluvions ont été relevées dans des cols et des cuvettes au bas de versants à pente forte. Sur les photographies aériennes, on les reconnaît à leur tonalité foncée ainsi qu'à leur position topographique dans des cuvettes situées au bas des versants. Sur le terrain, on remarque des sédiments hétérométriques dont la pierrosité est faible. Un échantillon a été analysé au laboratoire : il présente une courbe granulométrique leptocurtique et symétrique qui révèle un très mauvais triage (annexes 3A). L'analyse des grains au binoculaire révèle des grains autochtones, 87 % de grains anguleux et 13 % de grains sub-anguleux (annexe 3B). Les cuvettes de colluvionnement ont été déterminés sur la carte géomorphologique en fonction des observations de terrain et de la photointerprétation. Il est possible que la densité du couvert végétal sur le massif ait limité l'identification des plus petites cuvettes.

4.8. Environnement paludéen

L'environnement paludéen est représenté par des milieux humides reliés au niveau de la nappe phréatique. Dans ces milieux, on trouve une forte quantité de matière organique

jusqu'à une profondeur de plus d'un mètre. La matière organique est parfois mélangée à de l'argile et à du silt.

Les milieux humides répertoriés sont des tourbières, des marais et des marécages. Les marais qui se trouvent en bordure des tourbières sont des milieux inondés périodiquement et caractérisés par une végétation herbacée tandis que les marécages sont des terres humides boisées (Jacques et Hamel, 1982; Groupe de travail sur les terres humides, 1997). Le milieu humide le plus important est le complexe de terres humides des Scotts situé au NO du territoire d'étude. Il mesure environ 3 km de longueur par 1 km de largeur. Ce milieu humide, traditionnellement reconnu comme un marécage, apparaît plutôt comme une tourbière étant donné la végétation herbacée qui le colonise ainsi que l'inondation saisonnière du milieu. Par contre, il est entouré d'une bande marécageuse. Les autres milieux humides du territoire d'étude ne dépassent généralement pas 200 à 300 m de largeur et 1 km de longueur et sont surtout des marécages.

4.9. Environnement anthropique

L'environnement anthropique regroupe toutes les formes et dépôts produits par l'action humaine. On a pu en observer, entre autres, près des villages de La Patrie et de Val-Racine ainsi que sur les mont Mégantic et Saint-Joseph et dans la vallée du ruisseau de la Montagne (figure 28). Plusieurs dépôts de sable et de gravier juxtaglaciaires sont exploités ou ont été exploités comme bancs d'emprunt granulaire. De plus, la mise en place des infrastructures du Parc et de l'observatoire du Mont-Mégantic a entraîné des activités de dynamitage (déblais) sur le massif ainsi que la mise en place de remblais. Le long des chemins forestiers dans la vallée du ruisseau de la Montagne et du ruisseau Fortier, on remarque des cuvettes creusées à la pelle mécanique ainsi que des remblais formés de diamicton. Ces déblais et ces remblais ont été mis en place afin de permettre la construction et l'entretien des chemins forestiers pendant la période de coupes. Les déblais et les remblais dans ces deux vallées n'ont toutefois pas été cartographiés en raison de leur faible superficie. Seul les dépôts ayant une expression topographique importante ont été cartographiés. La superficie des différents dépôts et formes est

généralement de quelques dizaines de mètres et dépasse rarement la centaine de mètres. Finalement, l'analyse multirate des photographies aériennes a permis d'observer le redressement du chenal de la rivière au Saumon dans le secteur de La Patrie au début des années 1960, ce qui a conduit à l'abandon de certaines boucles de méandres mentionnées à la section 7.6.5.

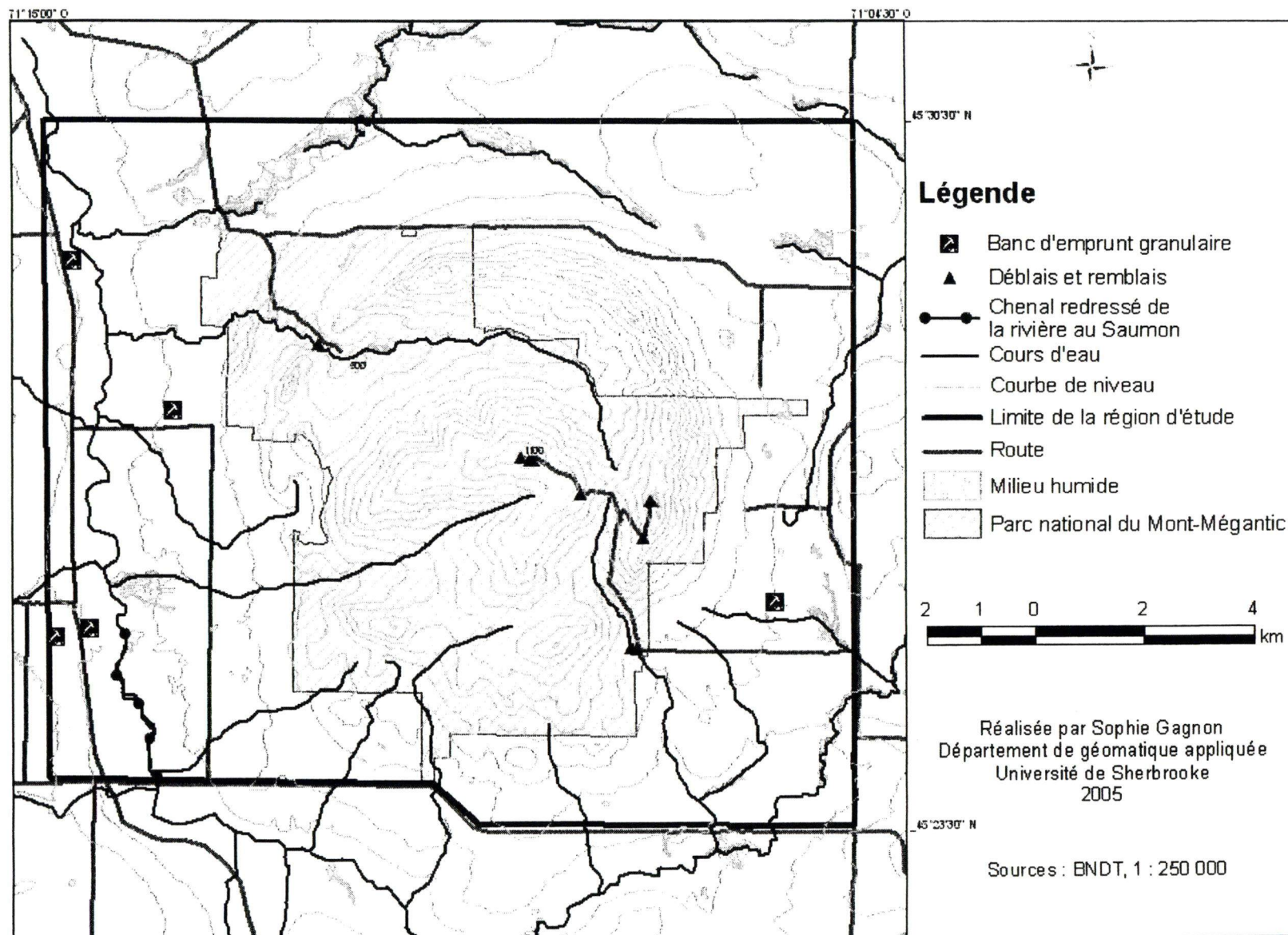


Figure 28 : Environnement anthropique

5. Reconstitution paléogéographique

L'interprétation de la carte géomorphologique détaillée du massif du mont Mégantic permet de reconstituer les grandes étapes de la déglaciation de la région d'étude à la fin de l'épisode wisconsinien et de les mettre en relation avec les événements tardiglaciaires des Appalaches du sud du Québec déjà mentionnés dans les travaux antérieurs. Dans ce chapitre, nous présenterons les grandes étapes de la déglaciation du massif du mont Mégantic ainsi que la dynamique géomorphologique générale au cours de l'Holocène (figure 29).

5.1. Dégagement en nunatak et position bordière de Stanhope—Notre-Dame-des-Bois

Les résultats de la recherche appuient que la déglaciation du massif du mont Mégantic, à la fin du dernier épisode glaciaire, commence par le dégagement en nunatak des plus hauts sommets, tel que proposé par Clément et Pelletier (1980), LaRocque *et al.* (1983) et LaRocque (1999). En effet, les dépôts deltaïques proglaciaires relevés dans la vallée du ruisseau Fortier à une altitude de 615 m ainsi que ceux relevés au SE du mont Notre-Dame à une altitude de 570 m suggèrent que le sommet du mont Mégantic devait être libre de glace avant que la base du massif ne soit entièrement déglacée. En effet, la présence de dépôts deltaïques à ces altitudes exige une bordure glaciaire qui aurait bloqué la vidange des eaux de fonte.

Ensuite, les dépôts deltaïques relevés au nord de la route du Parc à une altitude de 555 m correspondent au lac d'interlobe proposé par LaRocque (1999). Deux lobes de glace devaient alors ceinturer le massif et barrer les eaux de fonte dans un lac proglaciaire. Selon notre reconstitution, l'exutoire de ce lac devait se situer au SE, empruntant le lit de la rivière Clinton pour aller se jeter dans le lac proglaciaire Papawikotekw (figure 30) situé à la tête du bassin versant de la rivière Chaudière. À ce moment, les eaux du lac d'interlobe devaient être alimentées, entre autres, par les eaux provenant du nord qui ont mis en place l'esker qui se trouve à l'est du mont Saint-Joseph. Le dégagement des

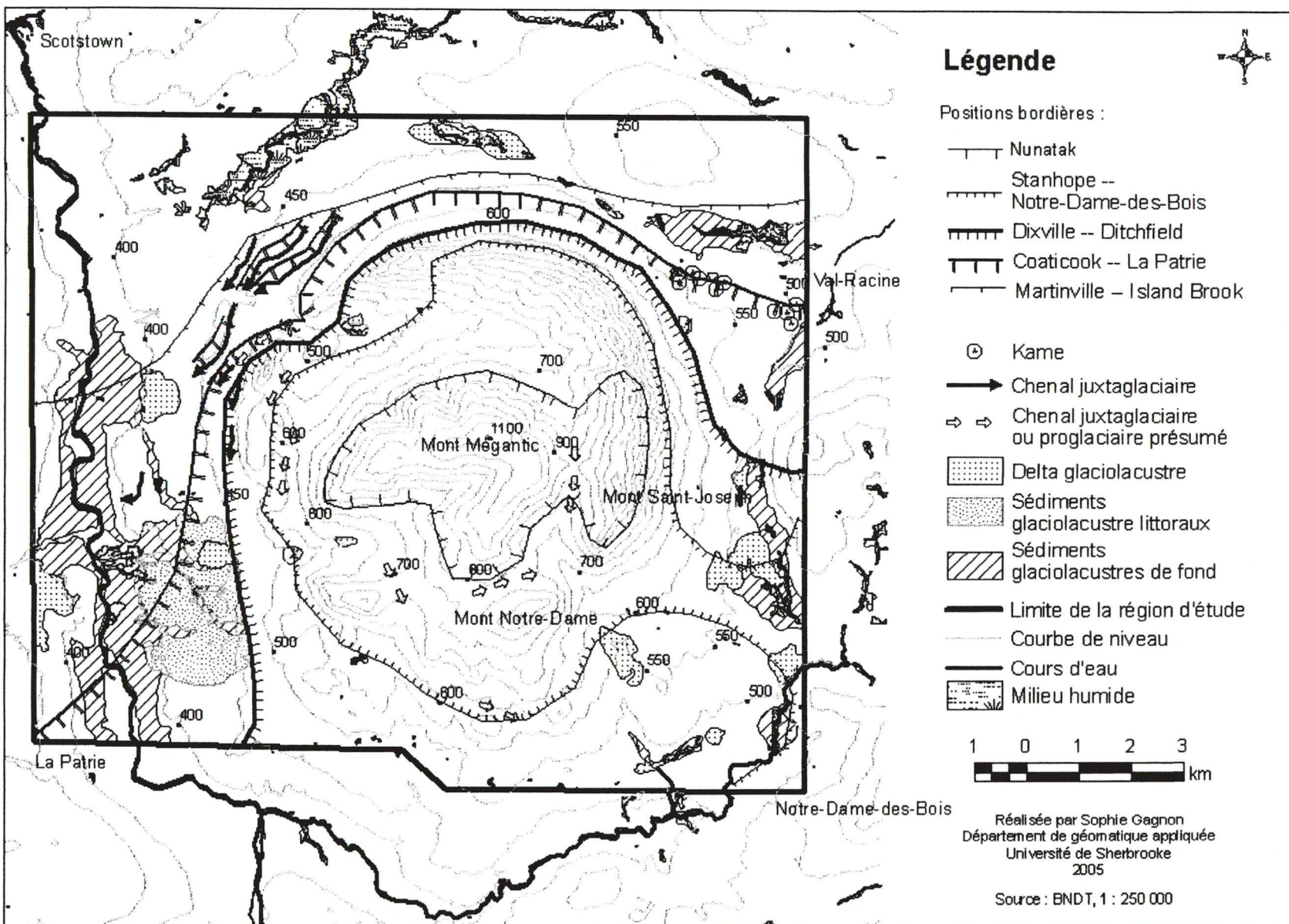


Figure 29 : Principales étapes de la déglaciation du massif du mont Mégantic

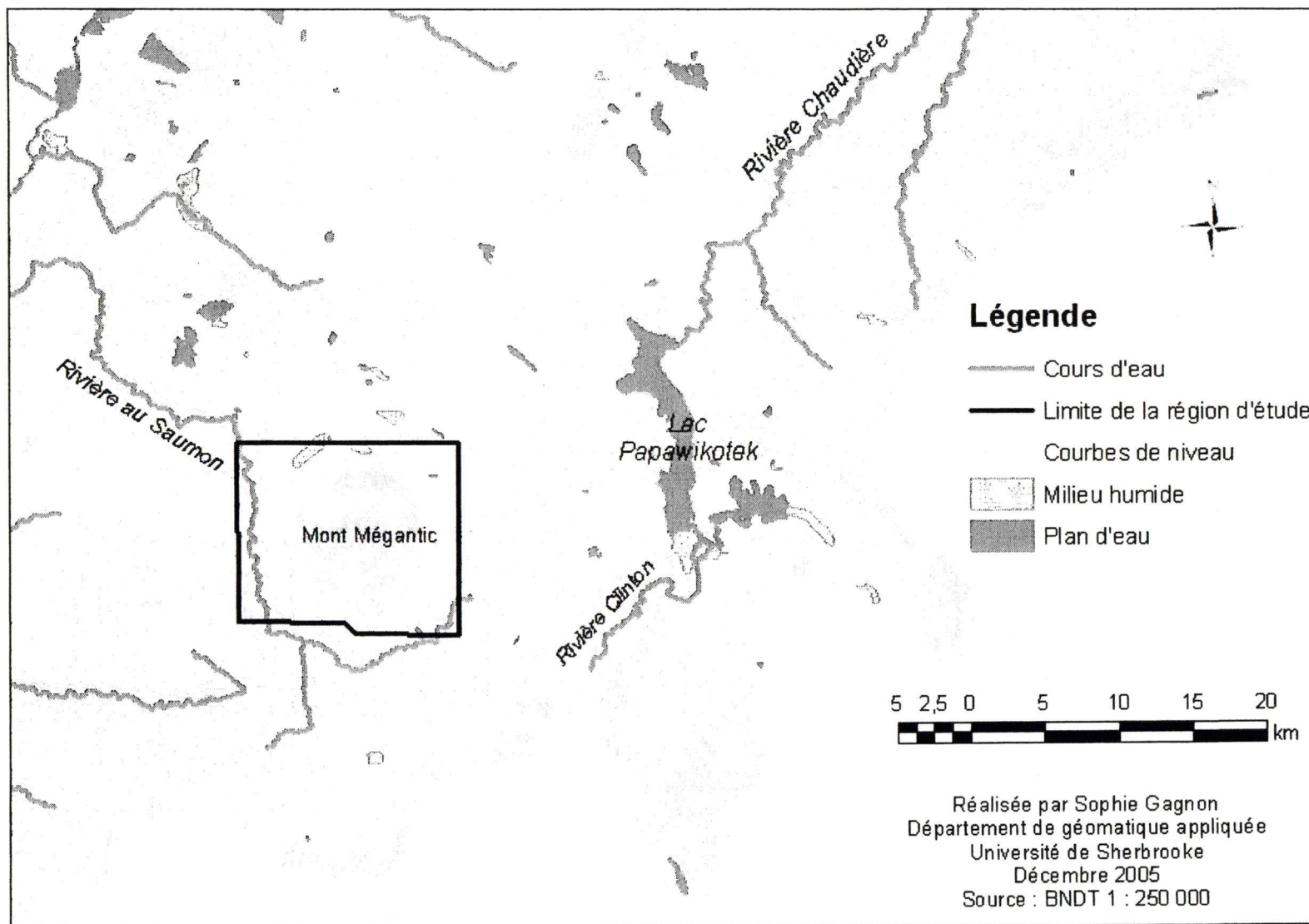
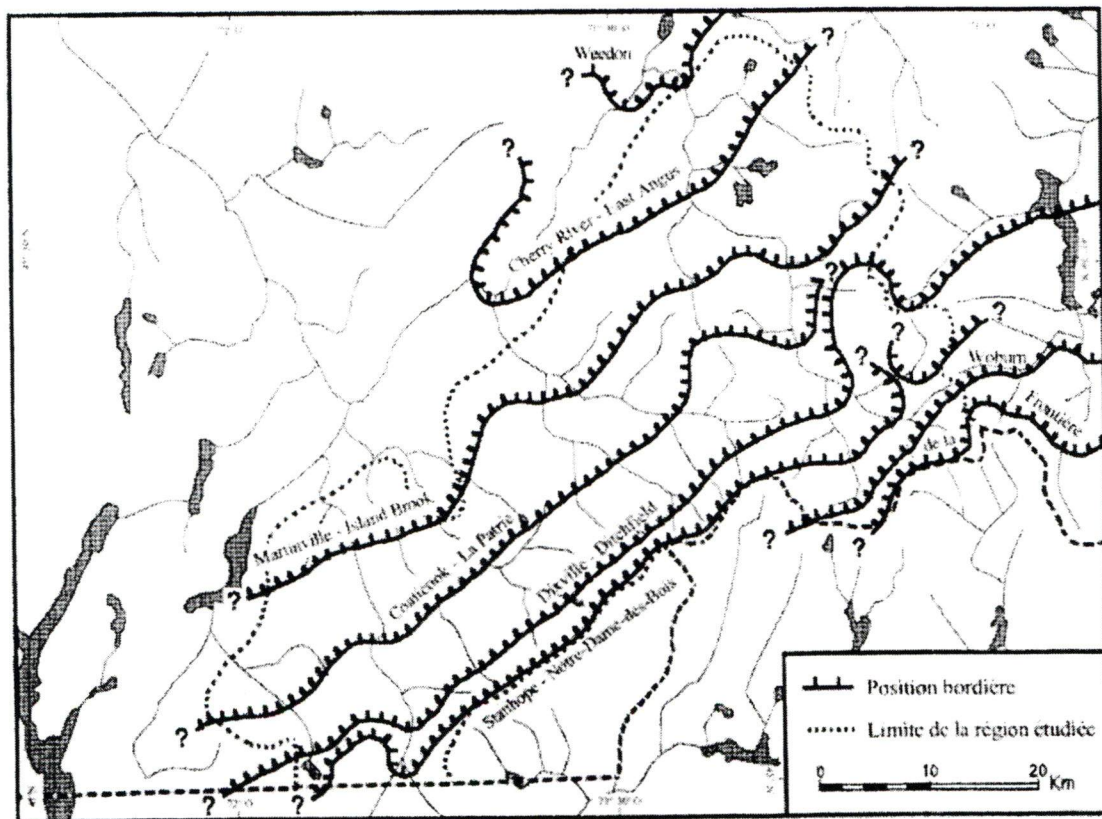


Figure 30 : Localisation des lieux servant de repère pour la déglaciation du haut bassin de la Saint-François

sommets du massif et le barrage du lac d'interlobe correspondraient à la position bordière de Stanhope—Notre-Dame-des-Bois, tel que proposé par LaRocque (1999).

5.2. Position bordière de Dixville—Ditchfield

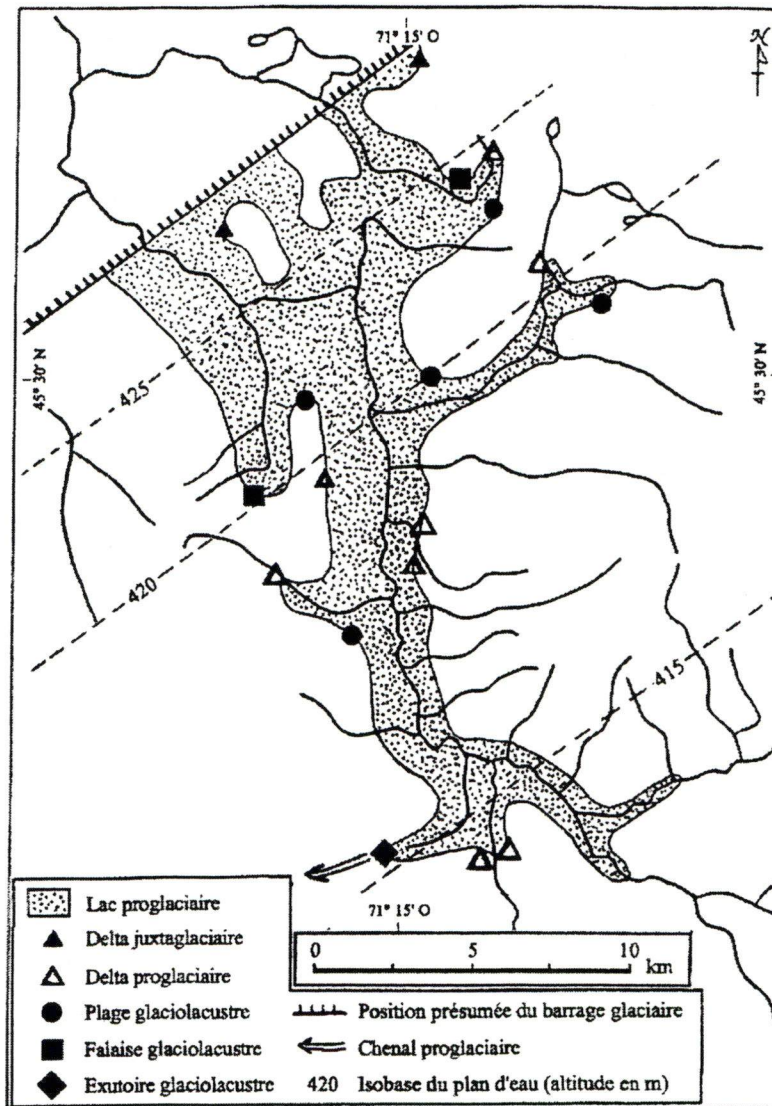
Au moment de la position bordière de Dixville—Ditchfield, identifiée par LaRocque (1999) (figure 31), les deux lobes de glace qui ceinturaient le massif poursuivent respectivement leur retraite vers le nord et vers l'ouest. La glace bloque alors l'écoulement des eaux de fonte dans le lac proglaciaire au Saumon à son niveau de 535 m (figure 32) tel que proposé par LaRocque (1999). C'est à ce moment que se mettent en place les dépôts deltaïques relevés au sud et à l'est du mont Saint-Joseph. L'exutoire du niveau de 535 m du lac proglaciaire au Saumon se situe à l'extérieur du territoire d'étude, au sud de Notre-Dame-des-Bois (LaRocque, 1999). Les eaux de ce lac se déversaient toujours vers l'est dans le lac Papawikotekw (LaRocque, 1999).



Tiré de LaRocque (1999, p. 135.)

Figure 31 : Principales étapes de la déglaciation du sud du Haut Saint-François

le massif. Cette position bordière aurait entraîné la mise en place de plusieurs niveaux différents du lac proglaciaire au Saumon : 490 m, 475 m, 450 m, 435 m, 415 m (LaRocque, 1999). Dans la présente étude, nous avons relevé des dépôts deltaïques au sud et au SO du massif à des altitudes de 490 m, 470 m et 430 m. Lesquelles devaient correspondre à d'anciens plans d'eau du lac. Cependant, aucun exutoire n'a été relevé sur le territoire pour ces niveaux du lac proglaciaire au Saumon. D'après LaRocque (1999), l'exutoire du niveau de 430 m se situait à quelques kilomètres au sud du village de La Patrie (figure 33)



Tirée de LaRocque (1999, p. 86)

Figure 33 : Étendue maximale du niveau de 430 m du lac proglaciaire au Saumon

À la suite de l'épisode du barrage de la vallée du ruisseau de la Montagne, la bordure de glace a dû poursuivre sa retraite vers le nord du massif en marquant quelques pauses. Ces pauses ont entraîné la mise en place de plusieurs chenaux juxtaglaciaires au NO de la vallée du ruisseau de la Montagne. La mise en place de ces chenaux correspond aux différents niveaux du lac proglaciaire au Saumon soit 490 m, 470 m et 430 m.

5.4. Retrait de la glace à l'est et au nord-est du massif

À la suite de l'épisode du lac d'interlobe, le lobe de glace qui ceinturait le massif au NE a dû retraiter vers Val-Racine. La stagnation de la bordure glaciaire à la tête de la rivière Victoria a entraîné la mise en place d'un complexe juxtaglaciaire à l'ouest du village de Val-Racine ainsi que la mise en place d'un lac proglaciaire. Considérant que les sédiments glaciolacustres atteignent une altitude de 510 m, le niveau du lac devait atteindre au moins 515 m. En effet, LaRocque (1999) propose que, dans la région d'étude, des sédiments glaciolacustres d'eau profonde auraient pu se mettre en place dans seulement 5 m d'eau. Il est difficile de déterminer le niveau de ce lac proglaciaire avec plus de précision puisque aucun exutoire ni aucune forme littorale n'ont été relevés dans ce secteur. De plus, il est difficile de déterminer le sens d'écoulement des eaux de ce lac proglaciaire en raison de l'absence de forme associée à ce niveau du lac. Nous pensons que les eaux ont pu s'écouler vers l'ouest dans le lac proglaciaire au Saumon ou encore vers l'est par la rivière Victoria.

Après cet épisode de stagnation, le front glaciaire continue sa retraite vers le nord. Le lac proglaciaire situé à la tête de la rivière Victoria aurait alors trouvé un nouvel exutoire à une altitude supérieure à 505 m et inférieure à 515 m. Par contre, il n'est pas possible de déterminer cette altitude avec précision en raison de l'absence de forme littorale comme c'est le cas pour le niveau supérieur à 510 m. Les eaux de ce lac proglaciaire devaient s'écouler vers l'ouest, sur le versant nord de la couronne de syénite, et emprunter les chenaux juxtaglaciaires situés au NO de la vallée du ruisseau de la Montagne, pour aller se jeter dans le lac proglaciaire au Saumon à son niveau de 430 m. Le retrait de la

bordure glaciaire de la tête de la rivière Victoria aurait finalement permis la vidange de ce lac vers le lac Papawikotekw. C'est probablement au cours de cette période que se sont mis en place les dépôts deltaïques qui se trouvent au nord du territoire d'étude, juste à l'est du marécage des Scotts. Par contre, les événements qui ont suivi l'épisode du lac d'interlobe à l'est et au NE du massif demeurent difficiles à expliquer et à corréliser avec les événements qui se déroulent au sud et à l'ouest en raison de la rareté des indices.

Le retrait définitif de la bordure de glace vers le NO de la région d'étude a permis l'extension maximale du lac proglaciaire au Saumon à une altitude de 430 m (LaRocque, 1999). Lors de cet épisode, la cuvette du marécage des Scotts devait être inondée par les eaux du lac proglaciaire au Saumon et l'abaissement du plan d'eau du lac au Saumon en dessous du niveau du seuil barrant cette cuvette a laissé un lac résiduel qui est devenu le marécage des Scotts. En effet, ce lac résiduel était barré par un seuil formé de dépôts glaciaires à une altitude de 420 m. L'érosion graduelle de ce seuil au cours de l'Holocène a permis la vidange partielle de ce lac et l'eutrophisation du plan d'eau résiduel.

5.5. Interstade ou récurrences de la bordure glaciaire

Finalement, des sites associés à un interstade ou à une récurrence tardiglaciaire ont été relevés à trois endroits sur le territoire d'étude et viennent s'ajouter aux sites déjà relevés par LaRocque (1999) dans le secteur de La Patrie et par Boisvert *et al.* (2001) dans la vallée du ruisseau de la Montagne (figure 34). Les dépôts de sable particulièrement compact recouvert de till relevés sur le massif aux sites 2004-11-04-A1 et 2004-11-04-A3 ainsi que ceux relevés au SE du massif du mont Mégantic 2005-06-10-A8, où l'on peut observer un bloc de roche autochtone incorporé à du till, sont peut-être associés à un interstade glaciaire ou à une période de récurrence glaciaire antérieure à la position bordière Stanhope—Notre-Dame-des-Bois et à la mise en place du lac d'interlobe.

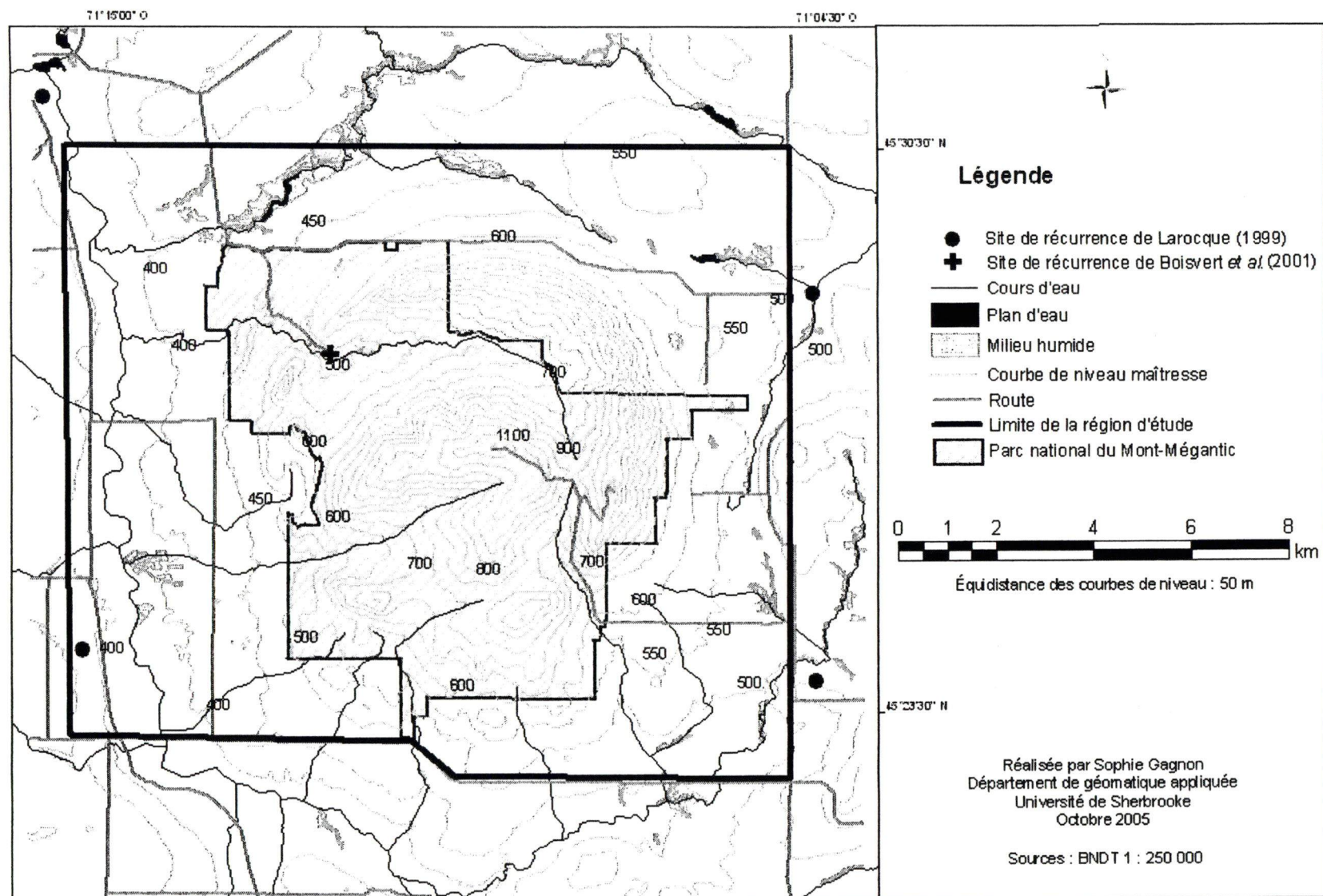


Figure 34 : Sites de récurrences glaciaires relevées dans les travaux antérieurs

5.6. Dynamique au cours de l'Holocène

Au fur et à mesure de la déglaciation finale des Appalaches du sud du Québec, on assiste à la mise en place du réseau hydrographique tel qu'on le connaît actuellement. L'érosion fluviale entraîne la mise en place des talus d'érosion et du ravinement sur le territoire d'étude. Le gabbro du massif a été particulièrement affecté par cette érosion tandis que la syénite et le granite ont mieux résisté à l'action de l'érosion. On remarque d'ailleurs que la couronne de syénite et le mont Mégantic sont rarement affectés par le ravinement et que ce dernier est peu développé. Dans le granite et la syénite, le ravinement est probablement contrôlé par la proximité du substratum rocheux qui limite la profondeur du ravinement et par la densité de la végétation sur les versants. Par contre, des glissements de terrain comme ceux observés sur la face nord du mont Mégantic semblent favoriser le phénomène.

L'action de l'érosion fluviale a permis la mise en place des alluvions récentes sur le lit des cours d'eau du territoire et la mise en place de la plaine alluviale de la vallée de la rivière au Saumon. La pente très faible de cette vallée entraîne un méandrement important de la rivière au Saumon, ce qui indique que le niveau de base du cours d'eau est atteint localement. Le redressement de la rivière au Saumon dans le secteur de La Patrie et les activités agricoles qui ont cours sur la plaine alluviale ont pour effet de faire disparaître progressivement la trace des bras de méandre (figure 35).

Les processus gravitaires sont aussi des phénomènes qui ont affecté le paysage du massif au cours de l'Holocène. Les glissements, encore actifs, sont certes les plus spectaculaires mais on note aussi les autres processus gravitaires qui se manifestent à plus long terme et laissent leur marque sur les versants et sur la végétation.

Les déblais et les remblais anthropiques réalisés au moment de l'extraction de matériaux des bancs d'emprunt granulaire, de la coupe forestière et de la mise en place des infrastructures scientifiques (Observatoire du Mont-Mégantic) et récréotouristiques (routes, sentiers de randonnées pédestres, bâtiments, etc.) sur le massif ont comme effet

d'augmenter l'érosion et de fragiliser l'environnement. On observe des signes de cette érosion anthropique sur plusieurs talus qui bordent la route menant au sommet du mont Mégantic.

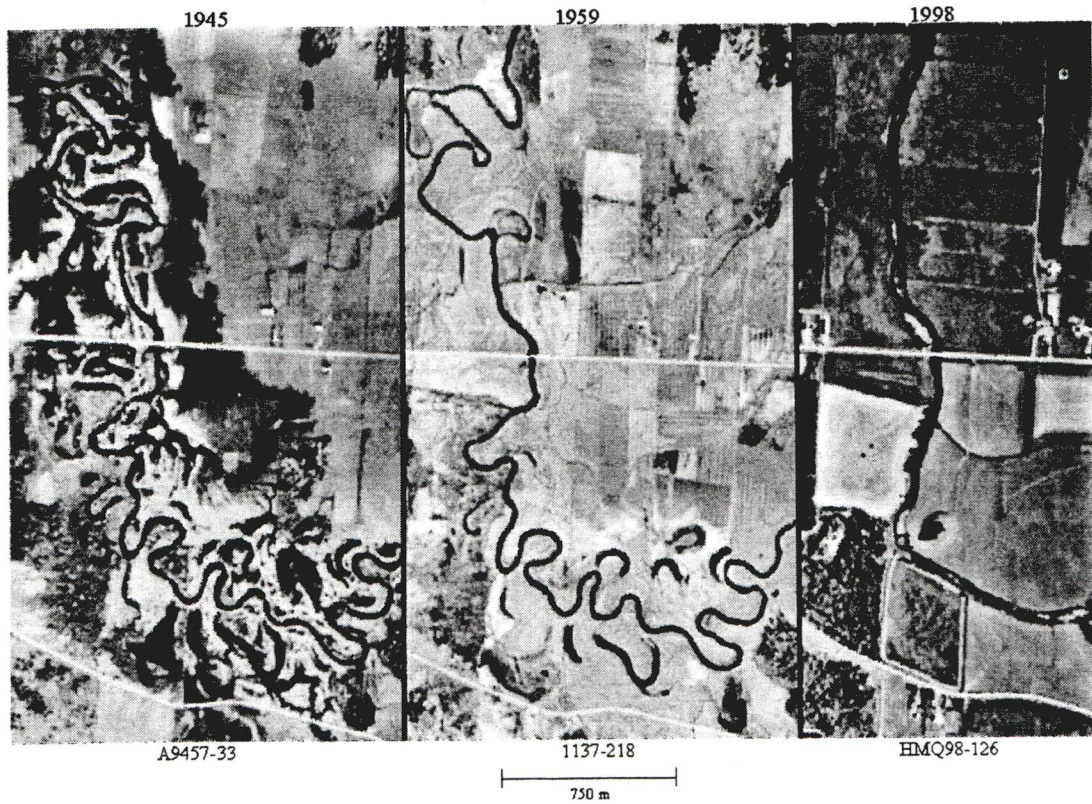


Figure 35 : Redressement de la rivière au Saumon : situation en 1945, 1959 et 1998

6. Discussion

Les observations sur le terrain ont permis de relever des évidences d'un seul épisode glaciaire et de confirmer un axe d'écoulement de la glace NO-SE. Des indices permettent de soutenir le modèle de déglaciation proposé par LaRocque (1999). De nouveaux indices de récurrences glaciaires s'ajoutent à ceux déjà relevés dans la région d'étude. Finalement, l'origine des altérites et des amas de blocs relevés sur le mont Mégantic et le moment de leur mise en place demeurent à élucider.

6.1. Interstade et dernier épisode glaciaire dans la région d'étude

Nos travaux ont permis de relever des évidences pour un seul épisode glaciaire dans le secteur du massif du mont Mégantic et aucun indice n'a permis d'expliquer les événements antérieurs à la dernière glaciation malgré les travaux de Boisvert *et al.* (2001). L'axe des stries et des cannelures glaciaires correspond à l'orientation générale de l'écoulement tardiglaciaire relevé dans la région par Shilts (1970), Gadd *et al.* (1972), Parent (1978) et LaRocque (1999). Par contre, aucun indice d'écoulement vers le nord ou l'ouest n'a été relevé sur le territoire d'étude. Il n'est donc pas possible d'avancer qu'un écoulement tardiglaciaire vers l'ouest aurait pu affecter la région tel que proposé pour le secteur de Thetford Mines (Lamarche, 1971; Lortie, 1976; Parent and Occhietti, 1988, 1999).

La proposition de Boisvert *et al.* (2001) à l'effet que des varves proximales particulièrement compactes relevées dans la vallée du ruisseau de la Montagne pourraient être associées au lac proglaciaire Gayhurst apparaît peu probable étant donné que le site se trouve à une altitude supérieure à 430 m, altitude reconnue par Shilts (1970) comme le niveau des hautes eaux pour le lac Gayhurst. Les varves relevées par Boisvert *et al.* (2001) pourraient être associées au même phénomène qui a permis la mise en place des différents indices de récurrence de la glace qui ont été relevés par LaRocque (1999) sur le territoire d'étude. Ces indices de récurrences relevés à La Patrie, Notre-Dame-des-Bois et Scotstown présentent des tills chevauchant les formations fluvioglaciaires ou

glaciolacustres. Par contre, il n'a pas été possible d'établir le moment où se serait produite cette récurrence, ni la contemporanéité des sites relevés dans la présente étude avec les sites de récurrence déjà relevés dans la région, notamment par Boisvert *et al.* (2001) et LaRocque (1999) (figure 34). En effet, l'absence de datation empêche d'établir le moment de la mise en place des différentes formations et, par le fait de même, la contemporanéité des événements.

6.2.2. Évolution de la déglaciation du massif du mont Mégantic

En ce qui a trait à l'évolution de la déglaciation du massif du mont Mégantic, aucun indice, comme la présence de moraines frontale ou latérale, n'a permis de confirmer la présence de glaciers alpins sur le mont Mégantic à la fin du dernier épisode glaciaire, tel que proposé pour les plus hauts sommets des Appalaches du sud du Québec (Flint, 1951; Prest, 1970, 1975). Il est possible que les cirques relevés au sommet du mont Mégantic soient associés à des épisodes glaciaires plus anciens et que les formes morainiques qui y sont normalement associées aient été érodées par le passage du dernier glacier. Il est aussi possible que les formes morainiques aient été effacées au cours de l'Holocène par l'érosion gravitaire. Par contre, il est peu probable que ce soit par l'érosion fluvatile. En effet, les formes d'érosion fluvatile sur le massif ont généralement un profil en V tandis que les formes apparentées à des cirques glaciaires ont un profil en auge.

Plusieurs niveaux de lacs proglaciaires sont proposés pour la vallée du ruisseau de la Montagne. En effet, LaRocque (1999) propose des niveaux à 910 m, 570 m et 520 m. Cependant, aucune forme sur le terrain n'a pu être associée au niveau de 910 m et de 570 m. Par contre, des dépôts deltaïques ont été relevés sur le terrain à un niveau de 520 m. De plus, l'emplacement des exutoires proposé par LaRocque pour les niveaux de 910 m et de 570 m ainsi que l'exutoire proposé dans ce travail pour le niveau de 520 m demeurent hypothétiques et aucun indice topographique n'a permis de valider ces emplacements. Toutefois, la déglaciation en nunatak a dû entraîner la formation d'un plan d'eau dans la partie amont du bassin versant du ruisseau de la Montagne. Il apparaît donc

logique que l'émissaire d'un tel plan d'eau ait emprunté le col qui sépare le mont Saint-Joseph du mont Mégantic.

6.3. Déglaciation de l'est et du nord du massif du mont Mégantic

Les dépôts glaciolacustres et le complexe juxtaglaciaire relevés dans le secteur de Val-Racine avaient déjà été reliés au niveau de 430 m du lac proglaciaire au Saumon par Gadd *et al.* (1972). Par contre, le déroulement des événements demeure hypothétique étant donné la rareté des indicateurs de position de la bordure glaciaire, tel des chenaux proglaciaires, des exutoires glaciolacustres et des formes littorales.

La rareté des indicateurs de la position de la bordure de la glace dans le secteur de Val-Racine, sur le versant nord de la couronne de syénite et dans les différentes vallées du massif du mont Mégantic, pourrait être due au fait que la déglaciation de la région a été rapide. En effet, Occhietti et Richard (2003) suggèrent que la déglaciation du sud du Québec, entre la Moraine de la frontière et la Moraine d'Ulverton—Tingwick, se serait faite en 350 ans, environ entre $11\,550 \pm 100$ BP et $11\,200 \pm 100$ BP, ce qui aurait laissé peu de temps aux formes pour se développer. Il est aussi possible que les chenaux creusés sur les versants de la couronne de syénite aient été remblayés au cours de l'Holocène par des sédiments gravitaires et du colluvionnement.

6.4. Culots de glace morte

Bien qu'aucun indice témoignant de la présence de culots de glace morte de grande dimension n'aient été observés dans les vallées du massif et du plateau environnant, il est fort possible que de tels culots de glace résiduelle aient existés au moment de la déglaciation. Dans le secteur du haut bassin de la Saint-François, ces culots de glace morte sont formés de glace abandonnée au moment de la fonte, entre autre dans des vallées protégées par un haut relief. Situation fréquente sur le territoire d'étude. Des chenaux et autres formes juxtaglaciaires y sont généralement associées (LaRocque, 1999).

6.5. Altérites et champs de blocs

Finalement, l'origine des champs de blocs et des altérites relevés au sommet du mont Mégantic demeure incertaine et ils pourraient avoir été mis en place avant le dernier épisode glaciaire. En effet, la démonstration a été faite que les champs de blocs peuvent résister au passage de glaciers à base froide (Nesje *et al.*, 1988) *in* van Steijn (2002) ; Kleman and Borgström, 1990), ce qui expliquerait la présence de rares blocs allochtones sur les sommets du mont Mégantic. De plus, Clément (1989) mentionne que les altérites des versants nord et NE du mont Mégantic sont souvent recouvertes d'une mince couche de till pouvant varier entre quelques décimètres et un mètre. Ces altérites pourraient donc être plus anciennes que la dernière glaciation. Cependant, Dejou *et al.* (1982) et Clément (1989) notent l'importance de l'altération récente des granites et des gabbros du mont Mégantic par les processus de ruissellement sous le till. Clément (1989) mentionne l'effet de la podozolisation sur les altérites gabbroïques recouvertes de till dans la vallée du ruisseau de la Montagne. Toutefois, il est fort probable que l'altération ait commencé avant le Wisconsinien et qu'elle se poursuive aujourd'hui (Clément, 1989).

LaRocque (1999) rapporte des dépôts de till sous les champs de blocs au sommet des monts Saint-Joseph et Mégantic. Cette observation soutient l'hypothèse avancée par Clément *et al.* (1969) selon laquelle les champs de blocs proviendraient du délavage du till par les processus fluviaux holocènes. En effet, Clément *et al.* (1969) avancent deux hypothèses pour expliquer l'origine de ces amas de blocs. La première est que les blocs proviendraient de la désagrégation mécanique du substratum rocheux sous un climat périglaciaire alors que la deuxième est que les blocs proviendraient de la partie grossière d'un till qui aurait été délavé de sa matrice par les processus d'érosion holocènes. Il n'a toutefois pas été possible de vérifier ces hypothèses compte tenu de la difficulté de réaliser une tranchée en raison de la taille souvent imposante des blocs et des interstices de trop faible largeur entre les blocs. Par contre, l'observation des diaclases dans les granites du mont Mégantic, déjà soulevées par Dejou *et al.* (1982) et par Clément (1989)

ainsi que le faible nombre de blocs erratiques sur les sommets soutient plutôt l'hypothèse d'un chaos de blocs originels.

7. Conclusion

Finalement, la cartographie géomorphologique à l'échelle du 1 : 20 000 du massif du mont Mégantic, réalisée dans le cadre de la présente étude, se révèle intéressante d'abord parce qu'elle permet de couvrir tout le territoire d'étude et d'apporter des précisions en ce qui a trait au déroulement de la déglaciation de la région, notamment pour le secteur de Val-Racine et de la vallée du ruisseau de la Montagne. Ensuite parce qu'elle permet de mettre en relation les événements du territoire avec le déroulement général de la déglaciation des Appalaches du sud du Québec. Aussi, les résultats pourront être utilisés par les gestionnaires du Parc national du Mont-Mégantic pour compléter les programmes d'interprétation et d'éducation à l'environnement dans le Parc. De plus, la cartographie géomorphologique du territoire du massif du mont Mégantic permet de compléter les informations et d'apporter des précisions sur la nature des formations meubles que l'on trouve dans le Parc et offre aux gestionnaires un outil intéressant pour la planification des différents aménagements.

Toutefois, certaines informations devront être complétées par d'autres travaux :

- aucune forme associée à l'exutoire du niveau de 615 m du lac proglaciaire qui occupait la vallée du ruisseau Fortier ainsi qu'aux autres niveaux proposés pour la vallée du ruisseau de la Montagne n'a pu être identifié; l'identification de tels exutoires, s'ils n'ont pas été sous-glaciaires ou intra-glaciaires, permettraient de préciser les différentes positions de la bordure glaciaire sur le massif;
- le secteur de Val-Racine devra être étudié plus en détails afin de préciser le retrait glaciaire dans ce secteur;
- il serait intéressant d'évaluer la possibilité d'utiliser des techniques modernes de datations comme la termoluminescence afin d'obtenir des dates pour les sites de récurrence glaciaire et d'établir la chronologie et l'étendue de ces événements afin de mieux comprendre les étapes du dernier retrait glaciaire dans ce secteur;

- les mouvements de masse situés sur le versant nord du mont Mégantic devront être mieux étudiés afin d'en connaître la nature exacte et de déterminer les risques associés pour le développement des aménagements du Parc;
- les tabliers d'éboulis devront être mieux étudiés afin de préciser la nature exacte des processus de mise en place tant fluviaux que gravitaires;
- l'origine et l'âge des altérites et des champs de blocs au sommet du mont Mégantic demandent à être éclaircis; les altérites devront être datées à partir de méthodes modernes de datation; l'âge des altérites devrait aider à déterminer le type de climat lors de leur mise en place et ainsi mieux comprendre les processus chimique et mécanique qui ont eu cours sur le massif;
- plus de travaux devraient être menés dans la réserve écologique Samuel-Brisson au NO du mont Victoria afin de mieux connaître la géomorphologie et les formations meubles qui se trouvent dans ce secteur de la vallée du ruisseau de la Montagne;
- les différents tills qui occupent le territoire devront être mieux différenciés (fabrique de till, paramètres granulométriques); ceci permettrait d'obtenir de nouvelles informations sur les processus glaciaires qui ont eu cours sur le massif et sur les processus de météorisation holocènes;
- les différents milieux humides qui se trouvent sur le territoire devront être différenciés et datés afin de connaître l'âge minimum de leur mise en place;
- les facteurs qui ont permis la mise en place de la plaine alluviale de la rivière au Saumon ainsi que les facteurs qui permettent son maintien devront être approfondis;

- il serait intéressant d'étudier l'impact du redressement de la rivière au Saumon sur l'environnement ainsi que le maintien de ce redressement étant donné la pente très faible de la rivière.

8. Références

- Boisvert, V., Dubois, J-M.M. et Provencher, L. (2001) Délimitation et classification de l'environnement fluvial dans les parcs : application à un ruisseau de montagne. Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, Bulletin de recherche, n° 157-158, 150 p.
- Brunsden, D. (2001) A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. *Catena*, vol. 42, p. 99-123.
- Clément, P. (1989) Processus d'érosion et évolution du relief exemple sous climats tempérés à hivers froids (Appalaches du Québec méridional, comparaison avec la Suède centrale). Thèse de doctorat d'état, Université Louis Lumière, 610 p.
- Clément, P., Gadbois, P. et Poulin, A. (1969) Rapport préliminaire sur les possibilités d'installation d'une station de sport d'hiver sur le Mont Mégantic, comté de Compton et Frontenac, Québec. Département de géographie, Université de Sherbrooke, 19 p.
- Clément, P. and De Kimpe, C. R. (1977) Geomorphological conditions of gabbro weathering at Mount Megantic, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 14, p. 2262-2273.
- Clément, P. et Parent, M. (1977) Contribution à l'étude de la déglaciation wisconsinienne dans le centre des Cantons-de-l'Est, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, n° 3-4, p.217-228.
- Clément, P. et Pelletier, J. (1980) Le mont Mégantic (Québec) : essai de mise au point géomorphologique. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 34, n° 2, p.175-185.
- Clément, P. (2005) Communication personnelles. Professeur retraité de l'Université de Lyon II.
- Coque, R. (1998) *Géomorphologie*. Éditions Armand Collin, Paris, 503 p.
- Cournoyer, R. (1993) Le plan directeur provisoire, Parc du Mont-Mégantic. Ministère du loisir de la chasse et de la pêche, Direction du plein air et des parcs, Service des études et des politiques, Québec, 217 p.
- Danis, D. (1985) Géologie du complexe granitique du mont Mégantic. Ministère de l'énergie et des ressources, Service de la géologie, Québec, 56 p.
- Dejou, J., Guyot, J. et Robert, M. (1977) Évolution superficielle des roches cristallines et cristallophylliennes dans les régions tempérées. Institut national de la recherche agronomique, Paris, 464 p.

Dejou, J., Clément, P. et de Kimpe, C. (1982) Importance du site dans la génèse des minéraux secondaires issus des altérations superficielles : exemple des granites et des gabbros du mont Mégantic, Québec, Canada. CATENA, vol. 9, 1982, p.181-198.

Dubois, J.-M.M. (1969) Étude de la position des eskers dans les Cantons de l'est. Mémoire de licence, Département de géographie, Université de Sherbrooke, 27 p.

Dubois, J.-M.M. (1989) Les glissements pelliculaires de la vallée de la Jacques-Cartier, Parc de la Jacques-Cartier. Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, rapport au Ministère du loisir, de la chasse et de la pêche du Québec, 30 p.

Dubois, J.-M.M. (2002) Cours de cartographie géomorphologique et des formations meubles : intérêt, contenu et organisation. Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 59 p.

Dubois, J.-M.M. et Parent, M. (1989) Les derniers 100 000 ans d'histoire du paysage naturel des Cantons de l'Est. Chap. 3 p. 29-50 *in* Dubois, J.-M.M. (réd.) Les Cantons de l'Est. Les Éditions de l'Université de Sherbrooke, 294 p.

Dubois, J.-M.M. et Provencher, L. (1989) Le capital nature des Cantons de l'Est. Chap. 1, p. 5-18, *in* Dubois, J.-M.M. (réd.) Les Cantons de l'Est. Les Éditions de l'Université de Sherbrooke, 294 p.

Dubois, J.-M.M., Robitaille, R. et Rodrigue, A. (1993) Les glissements pelliculaires : un danger environnemental peu connu. The Operational Geographer, vol. 11, n° 3, p. 8-9.

Dubois, J.-M.M., Grignon, S. et Provencher, L. (1999) Le mont Mégantic : la montréalienne méconnue. Quatre-Temps (Jardin botanique de Montréal), vol. 23, n° 3, p. 40-43.

Edwin Gaucher et associés (1984a) Compilation de la géologie du Quaternaire, 21 E/6. Ministère de l'énergie et des ressources, Service de la géoinformation, Québec, 1 : 50 000.

Edwin Gaucher et associés (1984b) Compilation de la géologie du Quaternaire, 21 E/11. Ministère de l'énergie et des ressources, Service de la géoinformation, Québec, 1 : 50 000.

Flint, R.F. (1951) Highland centers of former glacial outflow. P. 21-38, *in* Northeastern North America. Geological Society of America Bulletin, n° 62, p. 21-38.

Foland, K.A., Gilbert, L.A., Sebring, C.A. and Jiang-Fend, C. (1986) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for plutons of the Monteregian Hills, Quebec : Evidence for a single episode of Cretaceous magmatism. Geological Society of America Bulletin, vol. 97, n° 8, p. 966-974.

- Folk, R.L. (1980) Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company, Austin (Texas), 182 p.
- Gadd, N.R. McDonald, B.C. and Shilts, W.W. (1972) Déglaciation of Southern Québec. Geological Survey of Canada, Département of Energy, Mines and Resources, paper 71-47, 19 p.
- Groupe de travail sur les terres humides, (1997) Système de classification des terres humides du Canada. Centre de recherche sur les terres humides, Université de Waterloo, Waterloo, 68 p.
- Jacques, D. et Hamel, C. (1982) Système de classification des terres humides du Québec. Laboratoire d'étude des macrophytes aquatiques, Département des sciences biologiques, Université du Québec à Montréal, rapport au Ministère du loisir de la chasse et de la pêche, Direction générale de la faune, Québec, 131 p.
- Joly, F. (1997) Glossaire de géomorphologie, base de données sémiologiques pour la cartographie. Éditions Armand Collin, Paris, 325 p.
- Kleman, J. and Borgström, I. (1990) The boulder fiels of Mt. Fulufjället, West-Central Sweden – Late Weichselian boulder blankets and interstadial periglacial phenomena. *Geografiska Annaler*, vol. 72A, n° 1, p. 63-78.
- Lamarche, R. (1971) Northward moving during the Thetford Mines area of southern Quebec. *American Journal of Science*, vol. 271, n° 4, p. 383-386.
- Lambert, M. et LaRocque, A. (2002) Méthode d'analyse granulométrique : travail pratique. Laboratoire de géographie physique, Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 37 p.
- LaRocque, A. (1999) La déglaciation d'une partie du Haut-Saint-François, Estrie, Sud du Québec. Thèse de doctorat, Département de géographie, Université de Montréal, 272 p.
- LaRocque, A., Gwyn, Q.H.J. et Poulin, A. (1983) Développement des lacs pro-glaciaires et déglaciation des hauts bassins des rivières Au Saumon et Chaudière, Sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 37, n° 1, p. 93-105.
- LaRocque, A., Dubois, J.-M.M. and Leblon, B. (2003) Characteristics of late-glacial ice-dammed lakes reconstructed in the Appalachians of southern Québec. *Quaternary International*, vol. 99-100, p. 73-88.
- Lortie, G. (1976) Les écoulements glaciaires wisconsinien dans les Cantons-de-l'Est et la Beauce, Québec. Mémoire de maîtrise, Université McGill, Montréal, 219 p.

Lowdon, J. A. (1961) Age determinations by the Geological Survey of Canada, report 2, isotopic ages. Geological Survey of Canada, Department of Mines and Technical Surveys, Ottawa, Paper 61-17, 127 p.

McDonald, B. C. (1967) Surficial geology of La Patrie – Sherbrooke area, Quebec, including eaton river watershed. Geological Survey of Canada, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Paper 67-52, 21 p.

McDonald, B.C. and Shilts, W.W. (1971) Quaternary stratigraphy and events in southeastern Quebec. Geological society of America Bulletin, vol. 82, p. 683-698.

McGerrigle, H.-W. (1934) Région du mont Mégantic, sud-est de Québec, et ses placers aurifères. Service des mines, Québec, p.71-115.

Mériaux, S. (1953) Contribution à l'étude de l'analyse granulométrique. Thèse de doctorat, Université de Paris, 117 p.

Occhietti, S. et Richard, P.J.H. (2003) Effet réservoir sur les âges ^{14}C de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène : révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. Géographie physique et Quaternaire, vol. 57, no° 2, p. 115-138.

Pagé, P. (1992) L'environnement glaciaire. Éditions Guérin, Montréal, 368 p.

Parent, M. (1978) Géomorphologie quaternaire de la région de Stoke – Watopéka, Québec. Mémoire de maîtrise, Université de Sherbrooke, Département de géographie, Sherbrooke, 206 p.

Parent, M. and Occhietti, S. (1988) Late Wisconsinan deglaciation and Champlain sea invasion in the St-Lawrence valley, Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 42, n° 3, p. 215-246.

Parent, M. and Occhietti, S. (1999) Late wisconsinan deglaciation and glacial lake developpment in the Appalachians of southeastern Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 53, n° 1, p. 117-135.

Parent, M., Dubois, J.-M.M., Bail, P., LaRocque, A. et LaRocque, G. (1985) Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8 000 ans BP. Recherches amérindiennes au Québec, vol. 15, n° 1-2, p.17-37.

Prest, V. K. (1970) Quaternary geology of Canada. p. 676-764, in R. J. W. Douglas (réd.) Geology and economic minerals of Canada. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report, vol. 1, 838 p.

Prest, V. K. (1975) Géologie du Quaternaire du Canada. p.752-852. in R. J. W. Douglas et L. P. Tremblay (réd.) Géologie et ressources minérales du Canada. Commission géologique du Canada, Série de la géologie économique, vol. 1, p. 410-934.

Reid, A.M. (1976) Géologie du mont Mégantic. Ministère des richesses naturelles, Direction générale des mines, Québec, 59 p.

Roy, M-A. (1995) Le Parc du Mont-Mégantic, élément de la région naturelle des collines montérégiennes ou élément de la région naturelle des montagnes Frontalières. Sherbrooke, 20 p.

Service des inventaires forestiers (1990a) Carte de dépôts de surface, La Patrie. Ministère des forêts, Québec, 1 : 50 000.

Service des inventaires forestiers (1990b) Carte de dépôts de surface, Scotstown. Ministère des forêts, Québec, 1 : 50 000.

Shilts, W.W. (1970) Pleistocene geology of the lac Mégantic region ; Southeastern Quebec, Canada. Thèse de doctorat, Syracuse University, 154 p.

St-Julien, P., Slivitzky, A., Vallières, A., Globensky, Y. et Avramtchev, L. (1988) Carte des gîtes minéraux des Appalaches (région des Basses-terres du Saint-Laurent et Estrie Beauce). Direction générale de l'exploration géologique et minérale, Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, DV87-19, carte 2060, 1 : 250 000.

St-Julien, P. et Slivitsky A. (1985) Compilation géologique de la région de Estrie Beauce. Direction générale de l'exploration géologique et minérale, Ministère de l'énergie et des ressources naturelles Québec, n° 2030, 1 : 250 000.

Tricart, J. (1965) Principes et méthodes de la géomorphologie. Masson et Cie Éditeur, Paris, 496 p.

Van Steijn, H., Boelhouwers, J., Harris, S. and Héту, B. (2002) Recent research on the nature, origin and climatic relations of blocky and stratified slope deposits. Progress in Physical Geography, vol. 26, n° 4, p. 551-575.

Vitek, J.D., Giardino, J.R. and Fitzgerald, J.W. (1996) Mapping geomorphology : A journey from paper maps, trough computer mapping to GIS and virtual reality. Geomorphology, vol. 16, p. 233-249.

Wentworth, C.K. (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology, vol. 30, p. 377-392.

Annexe 1 : Fiche de relevé de terrain

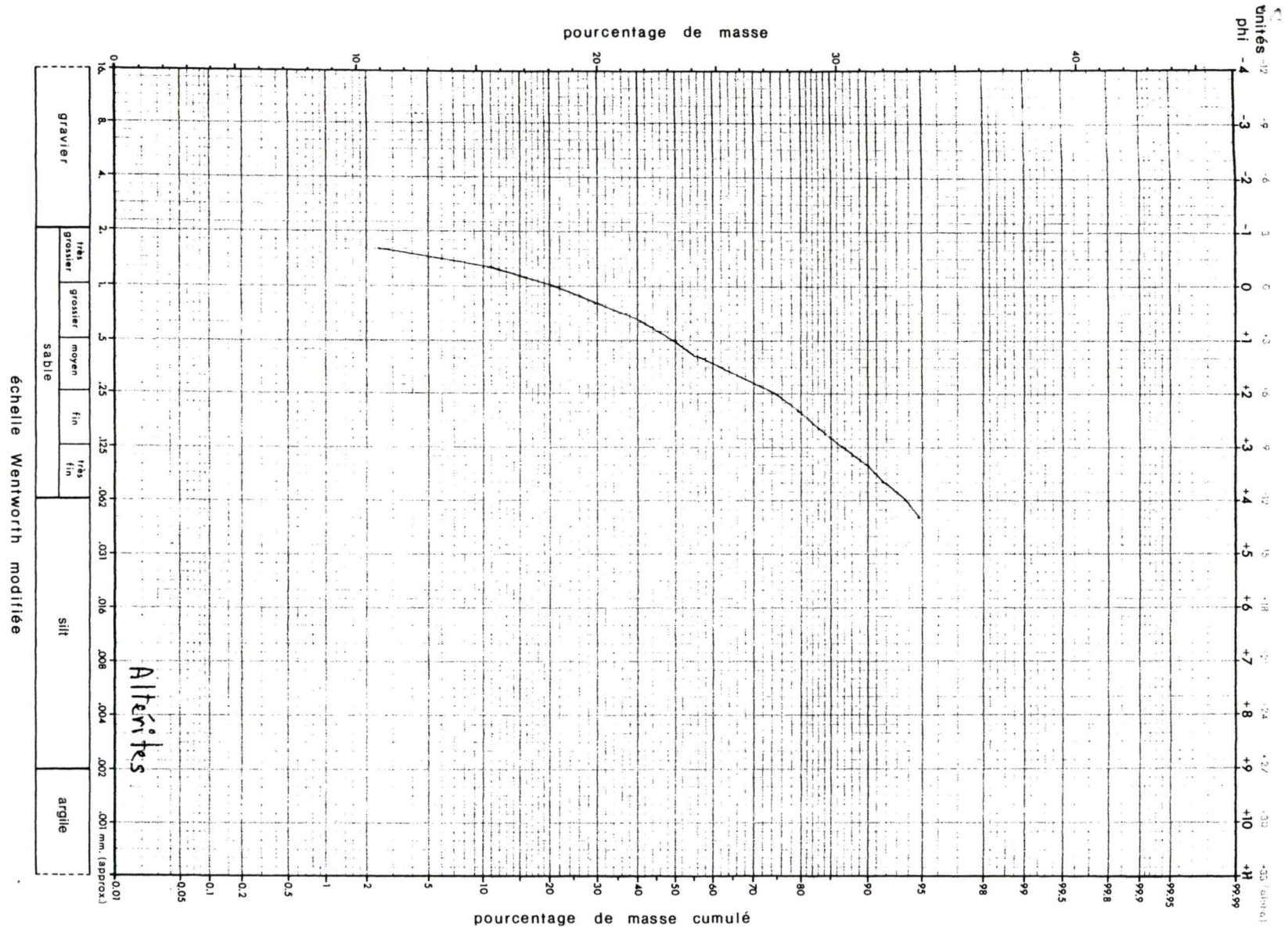
| | |
|-----------------------------------|--|
| Date | |
| Site | |
| Coordonnées MTM | |
| Altitude | |
| Topographie | |
| Pente | |
| Position dans la pente | |
| Végétation | |
| Drainage | |
| Affleurement rocheux | |
| Marque d'érosion glaciaire | |
| Orientation des marques d'érosion | |
| Épaisseur du dépôt | |
| Profondeur de l'échantillon | |
| Couleur | |
| Granulométrie | |
| Forme des cailloux | |
| Pierrosité de surface | |
| Dimension max. des blocs | |
| Triage | |
| Compaction | |
| Ciment | |
| Structure primaire | |
| Structure secondaire | |
| Sens du courant | |
| Hypothèse | |
| Remarques | |

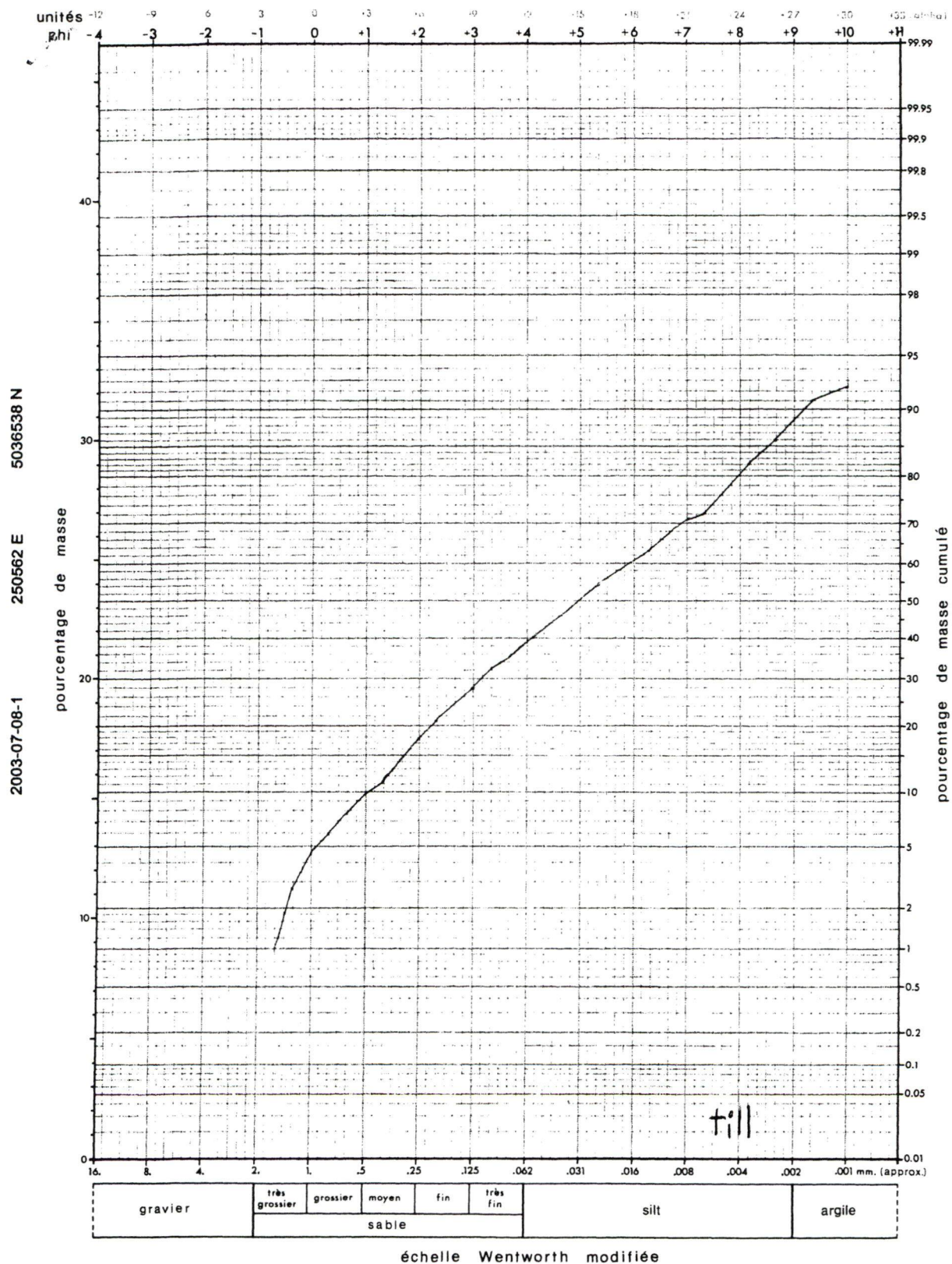
Annexe 2 : Courbes granulométriques regroupées par environnement

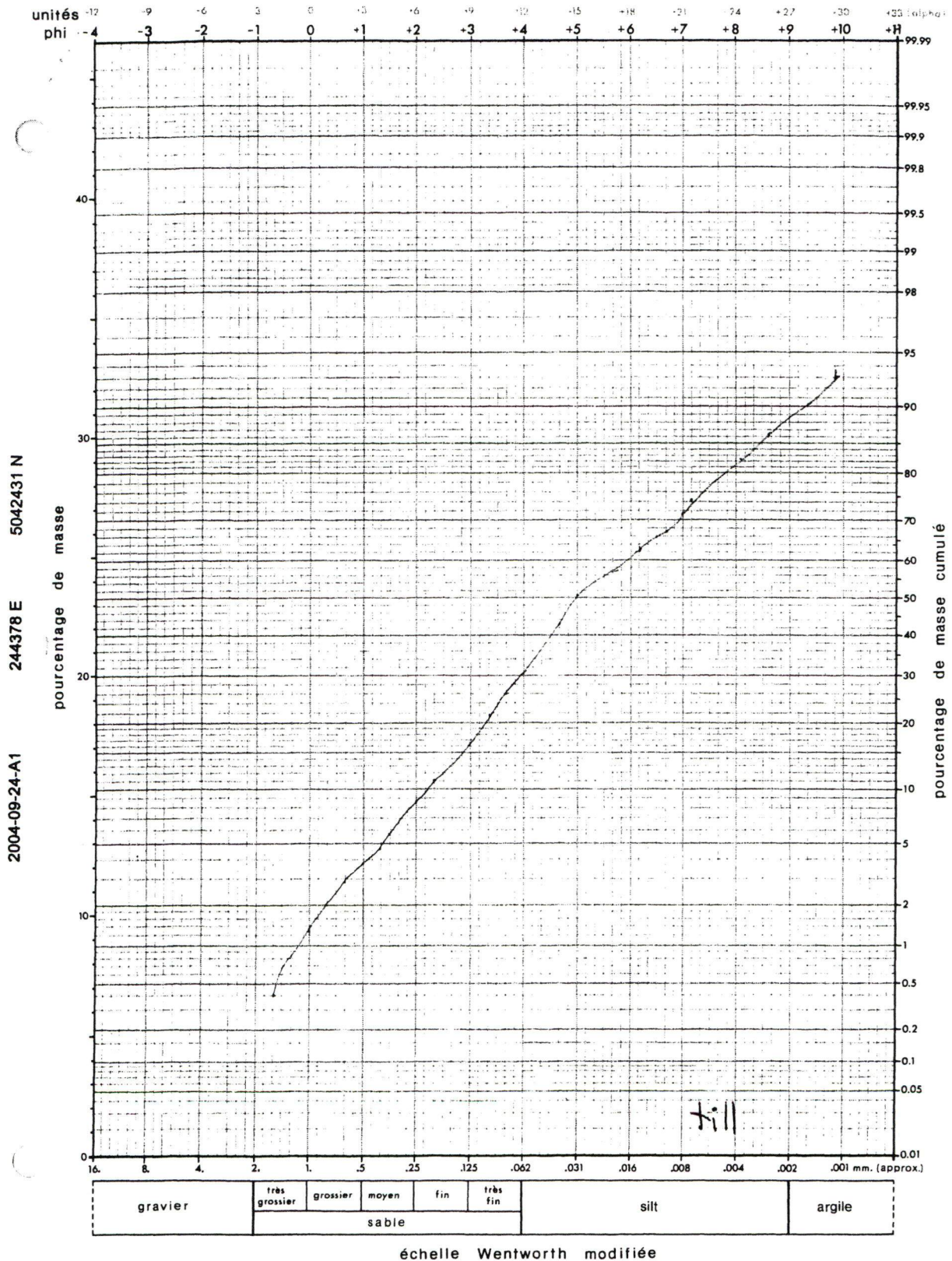
2003-11-07-B1

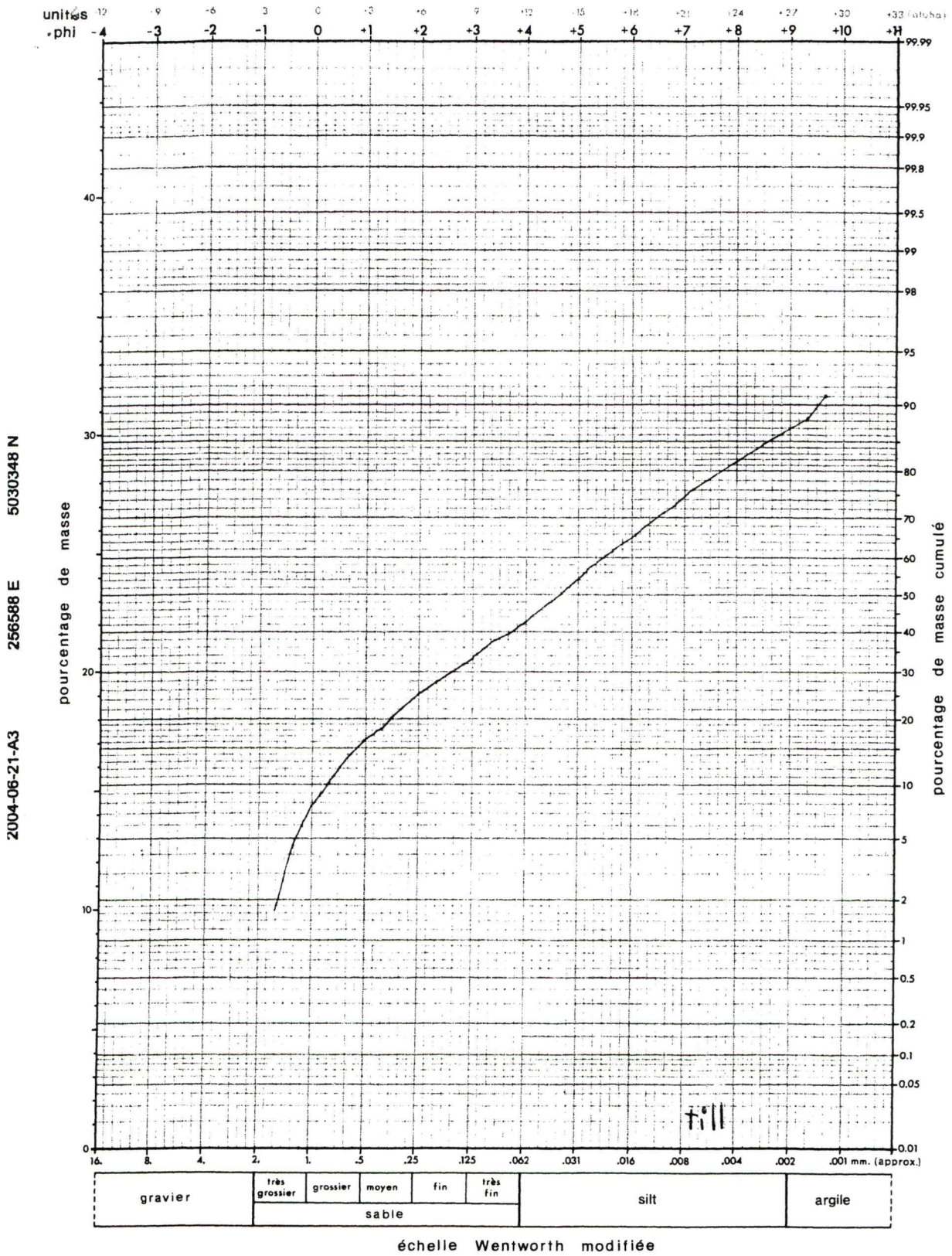
254971 E

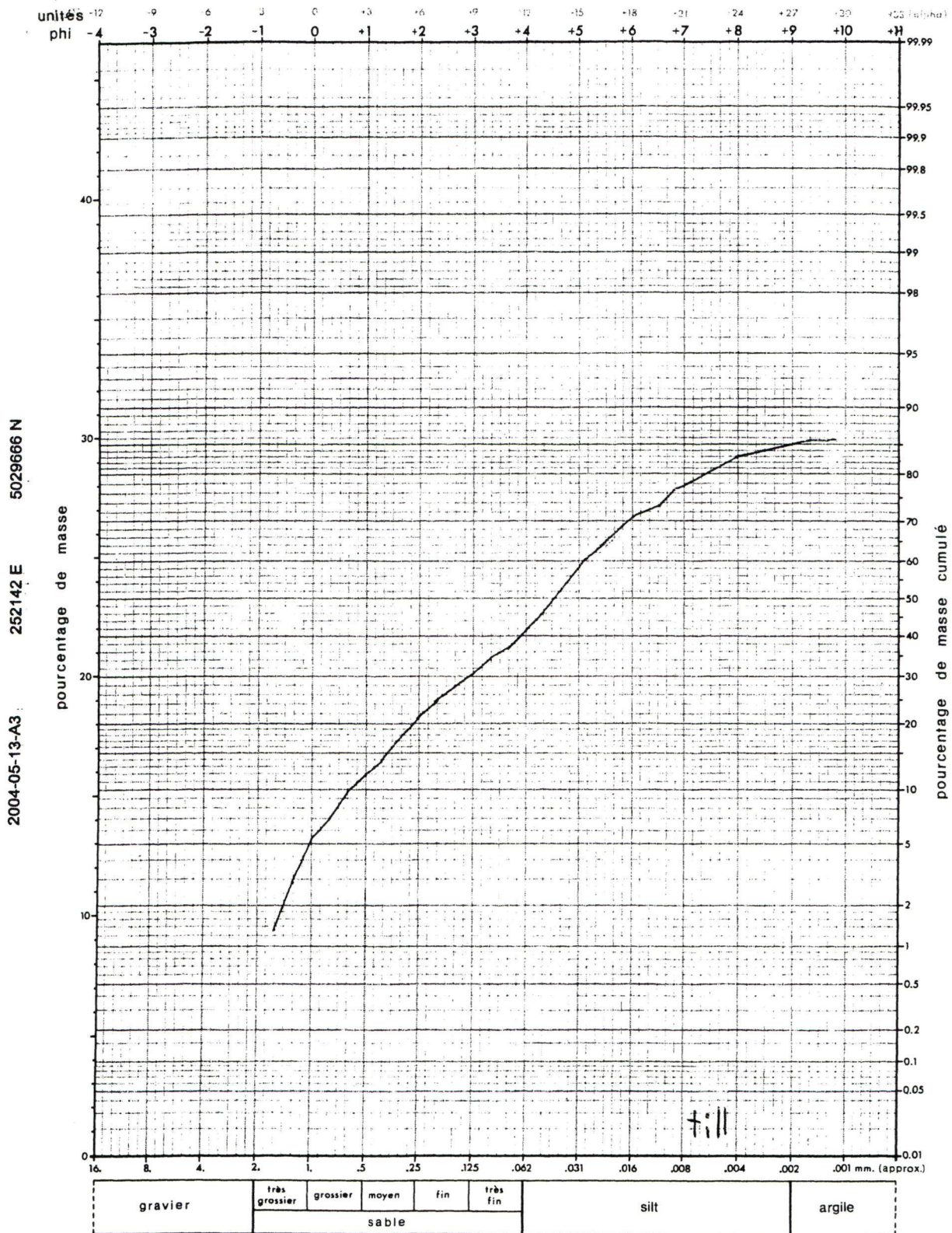
5032817 N

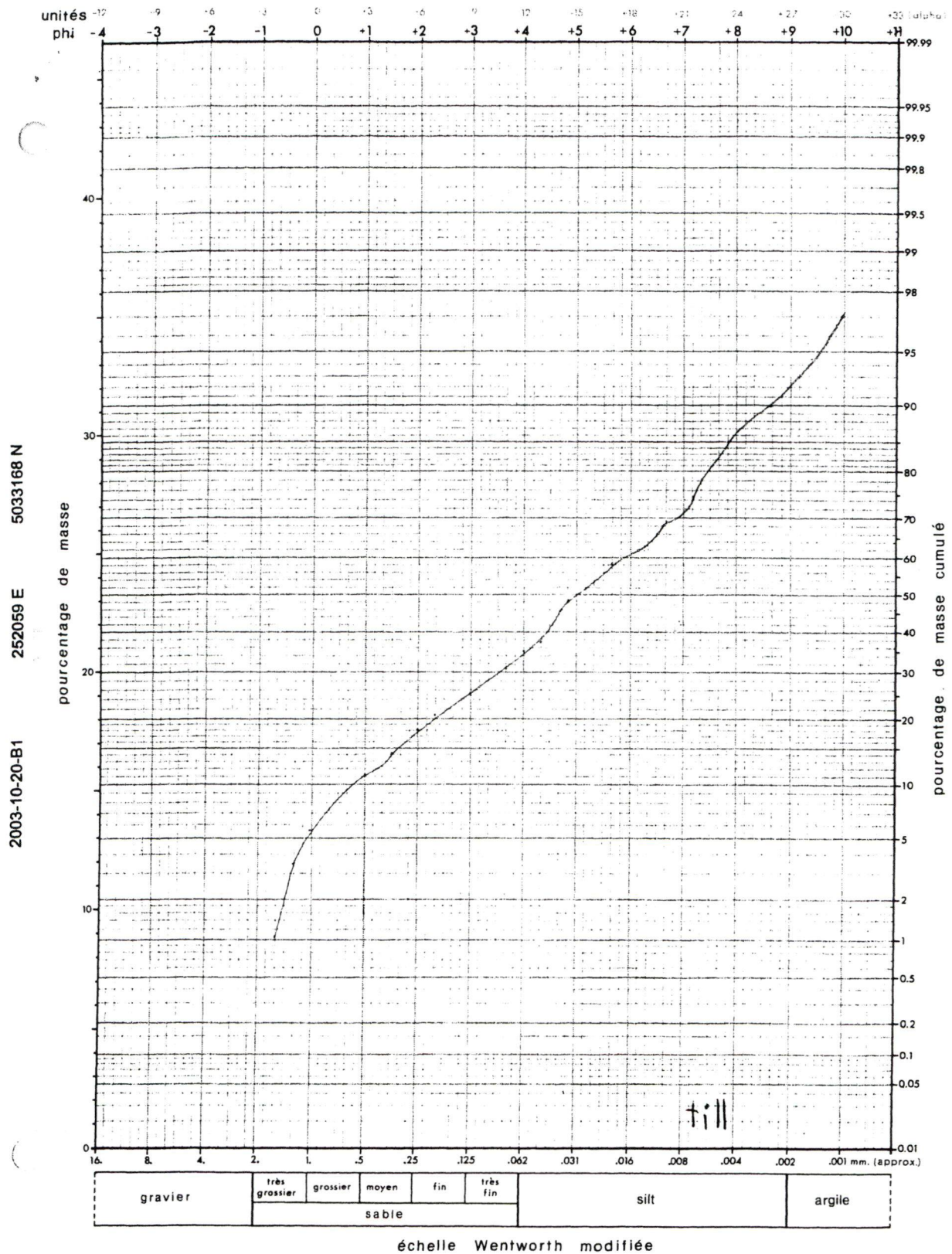


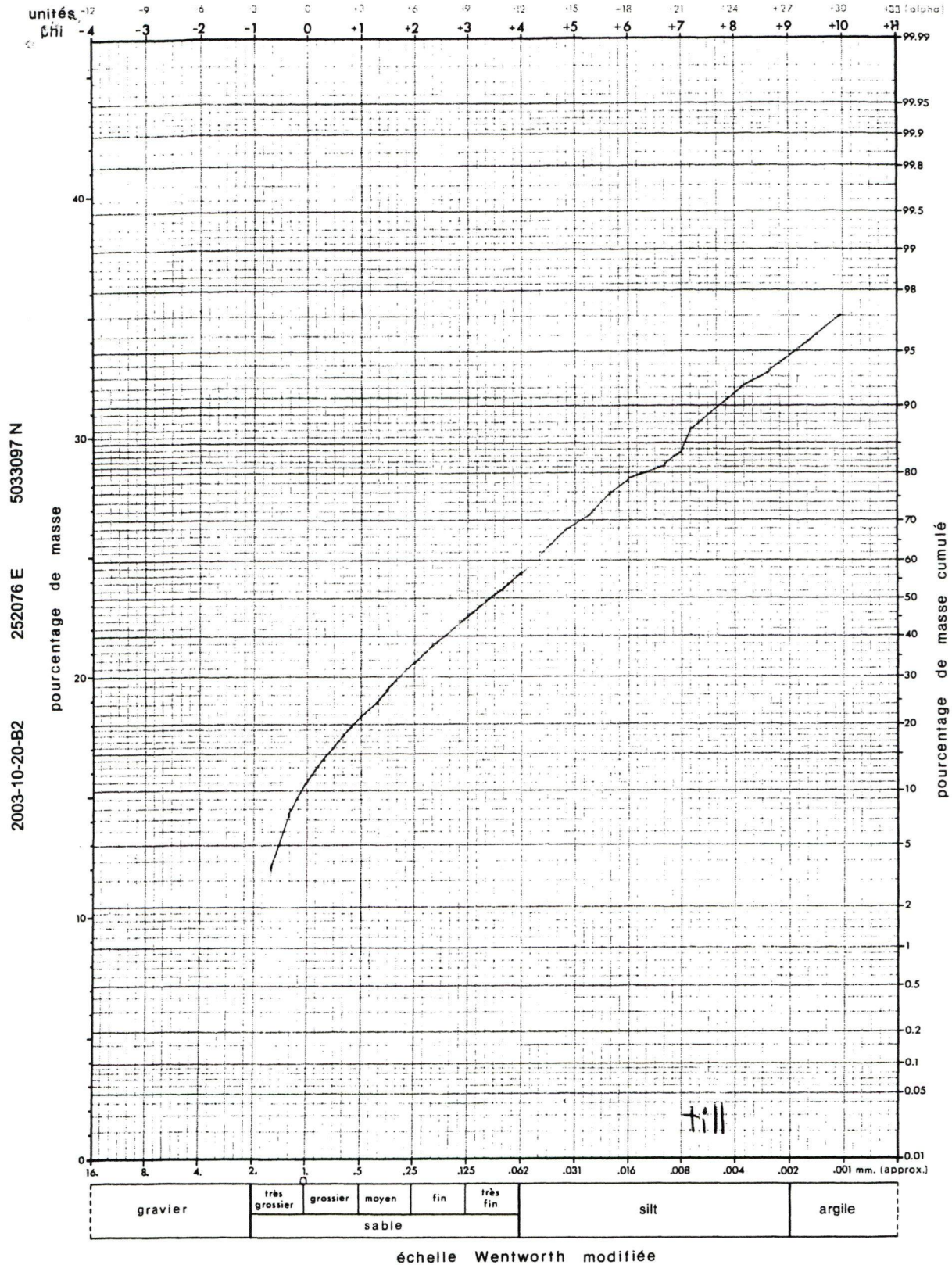


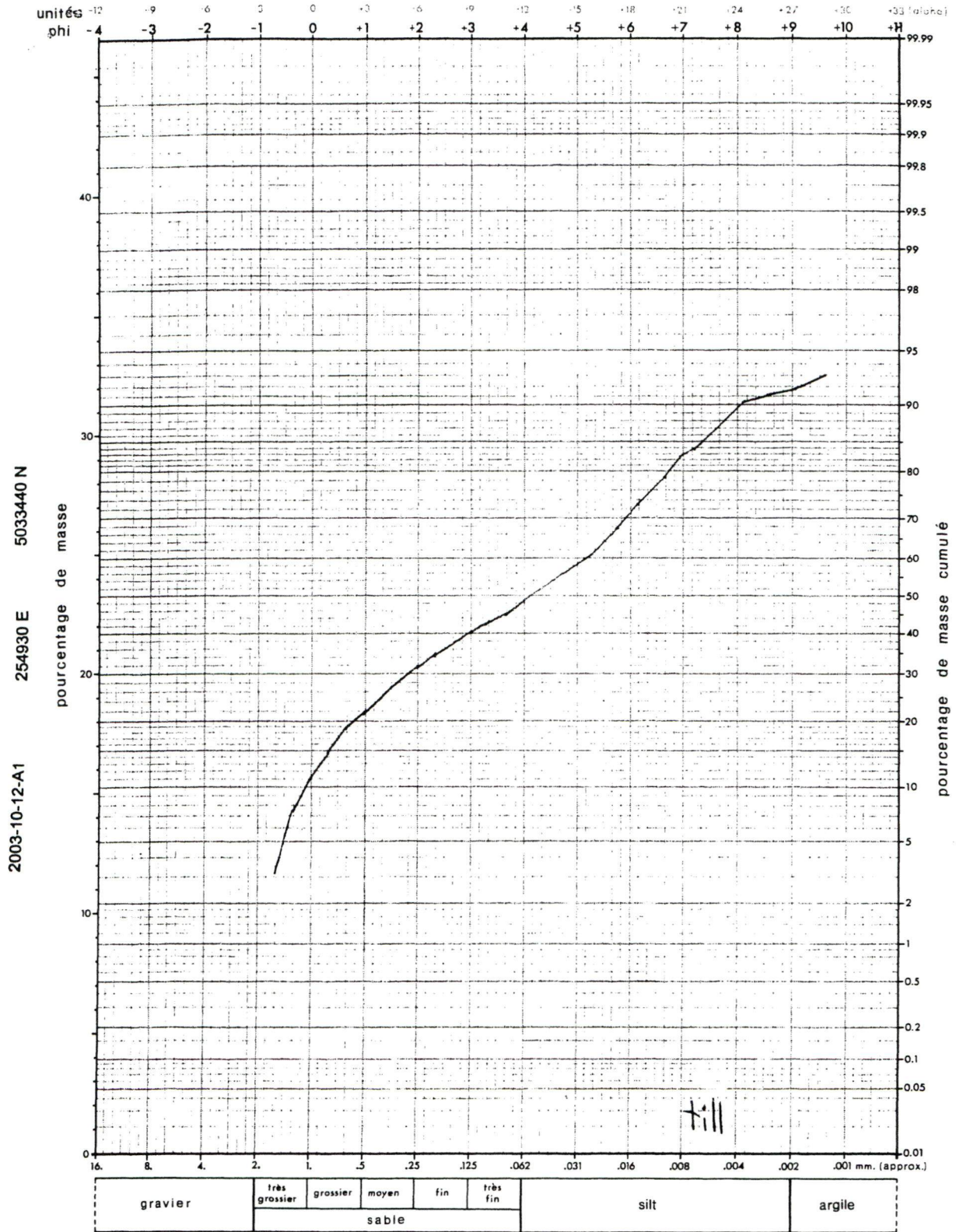


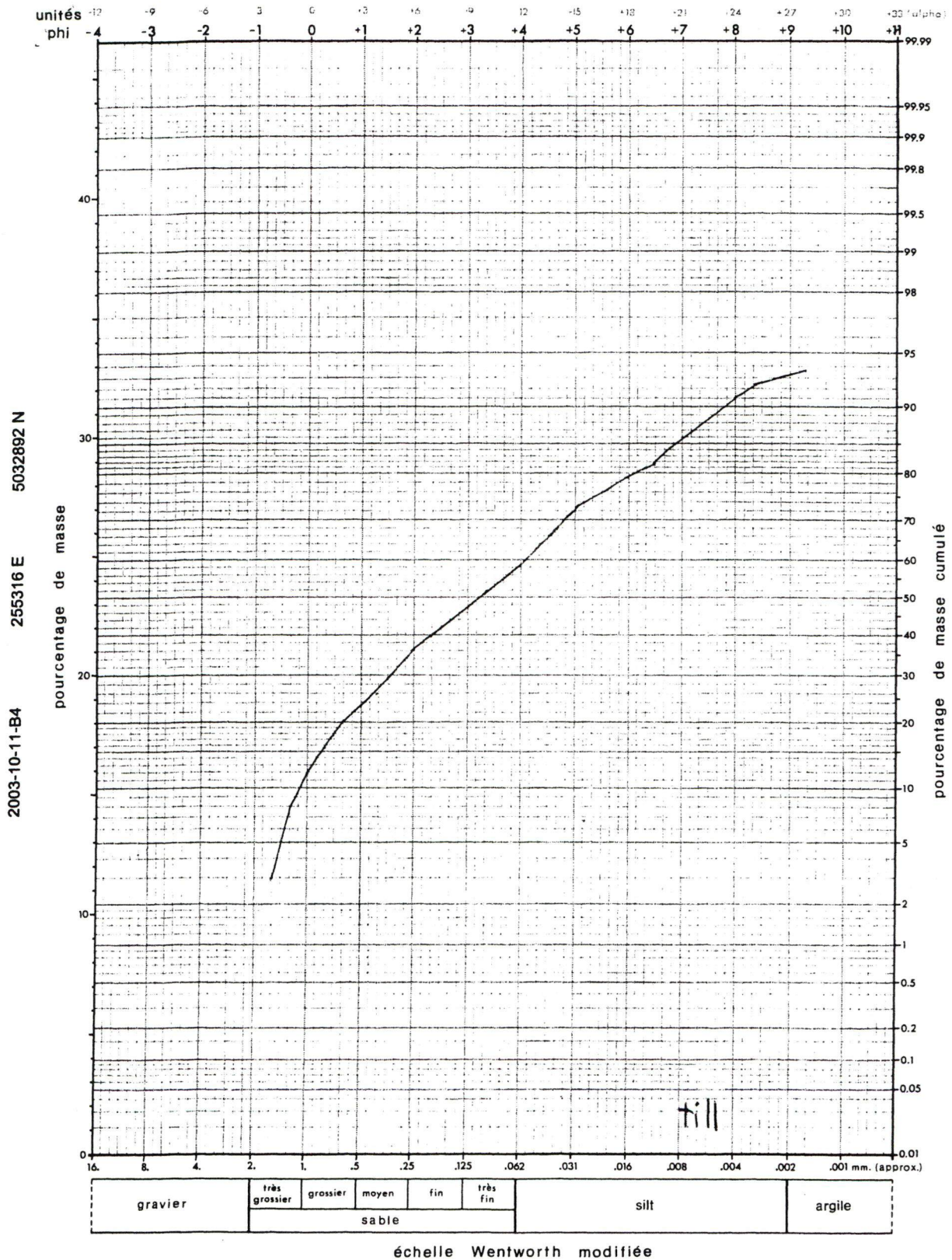


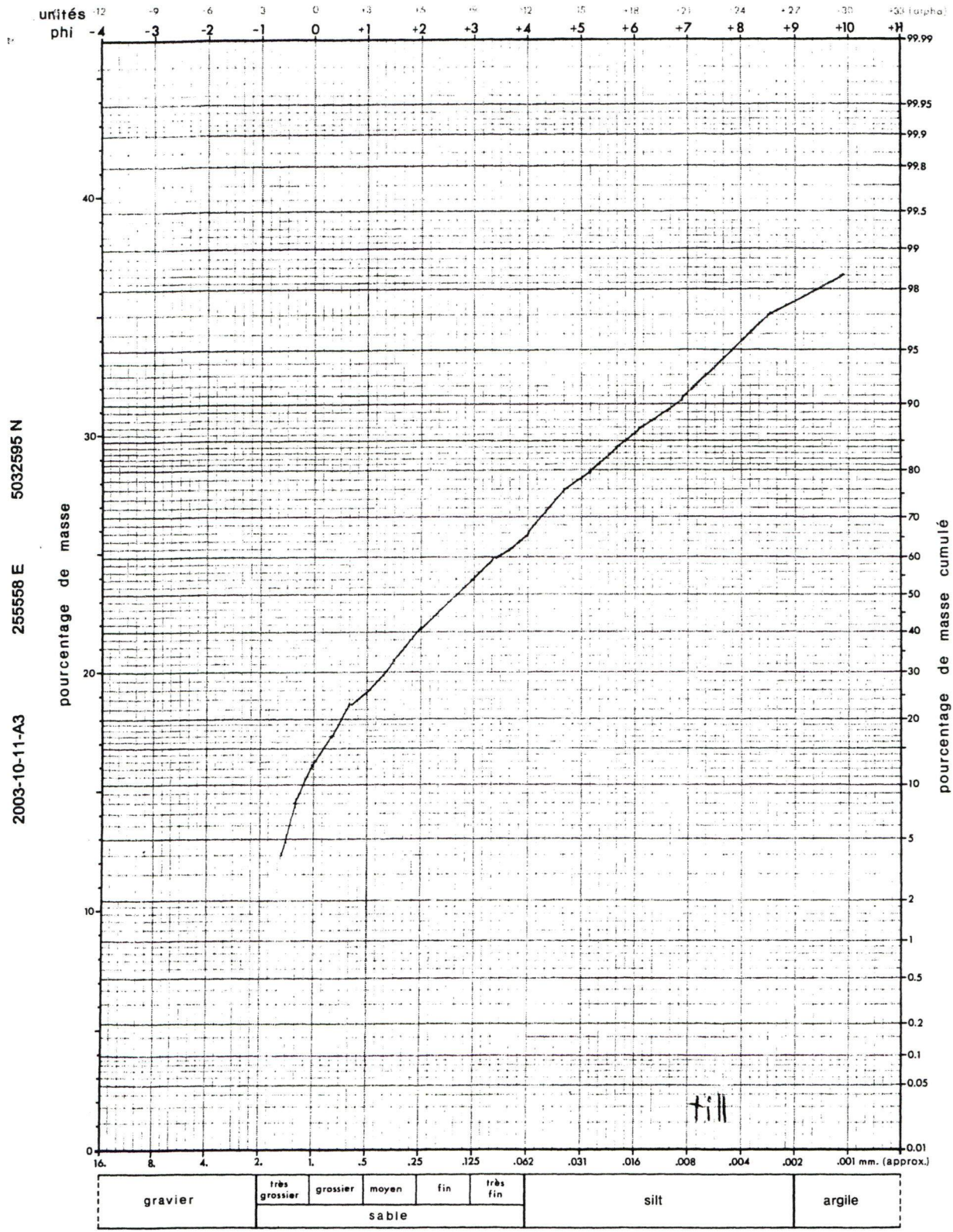


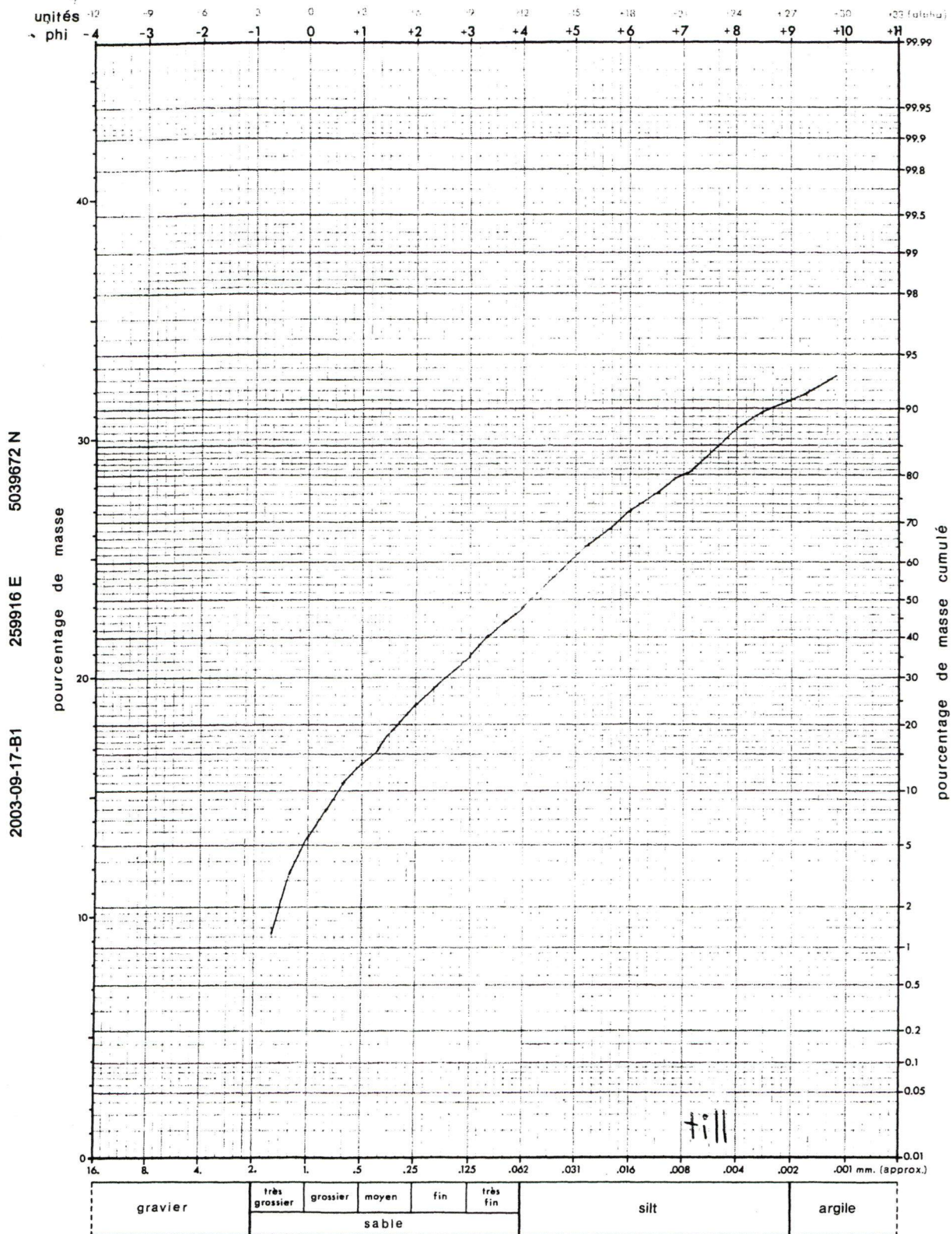


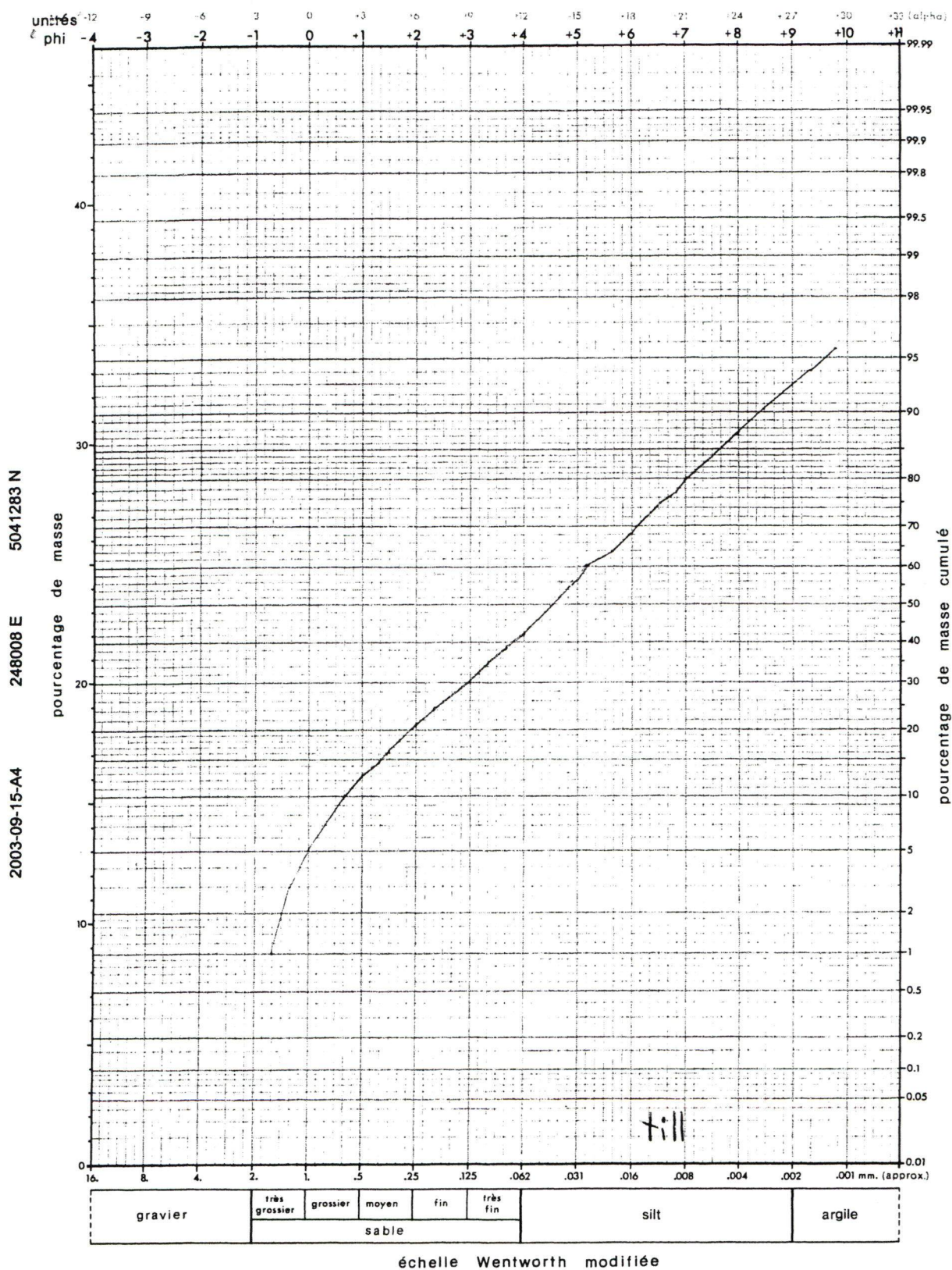


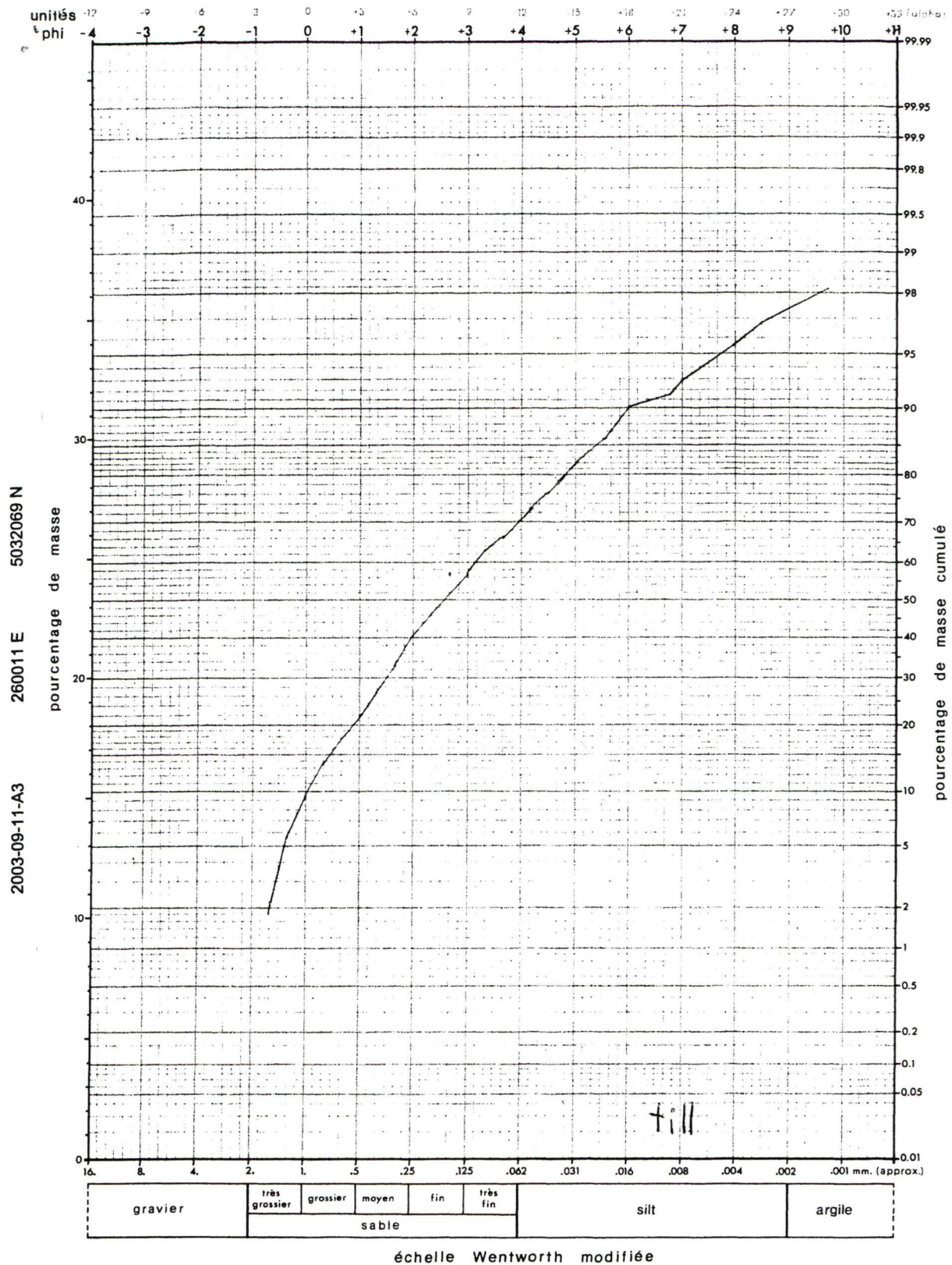


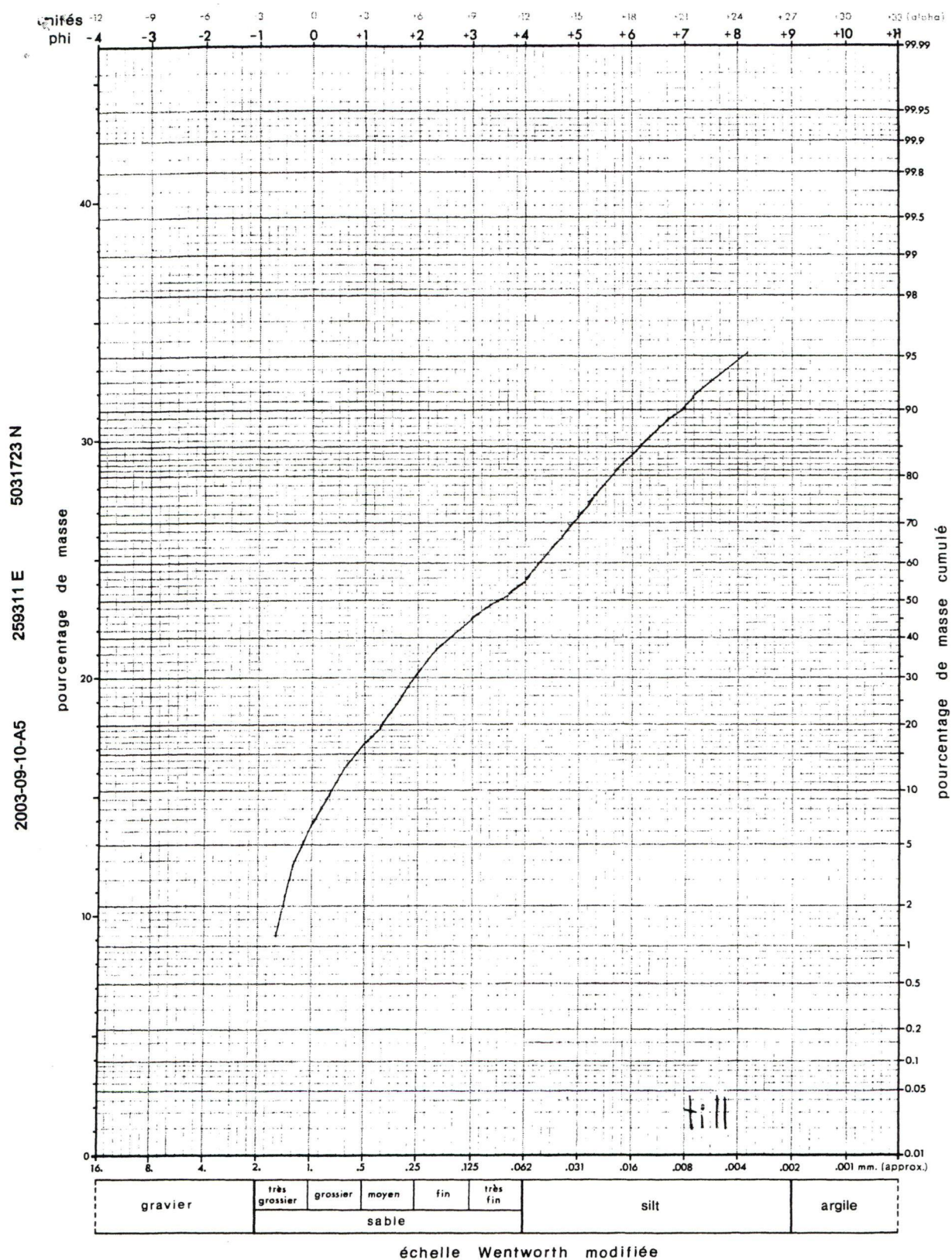


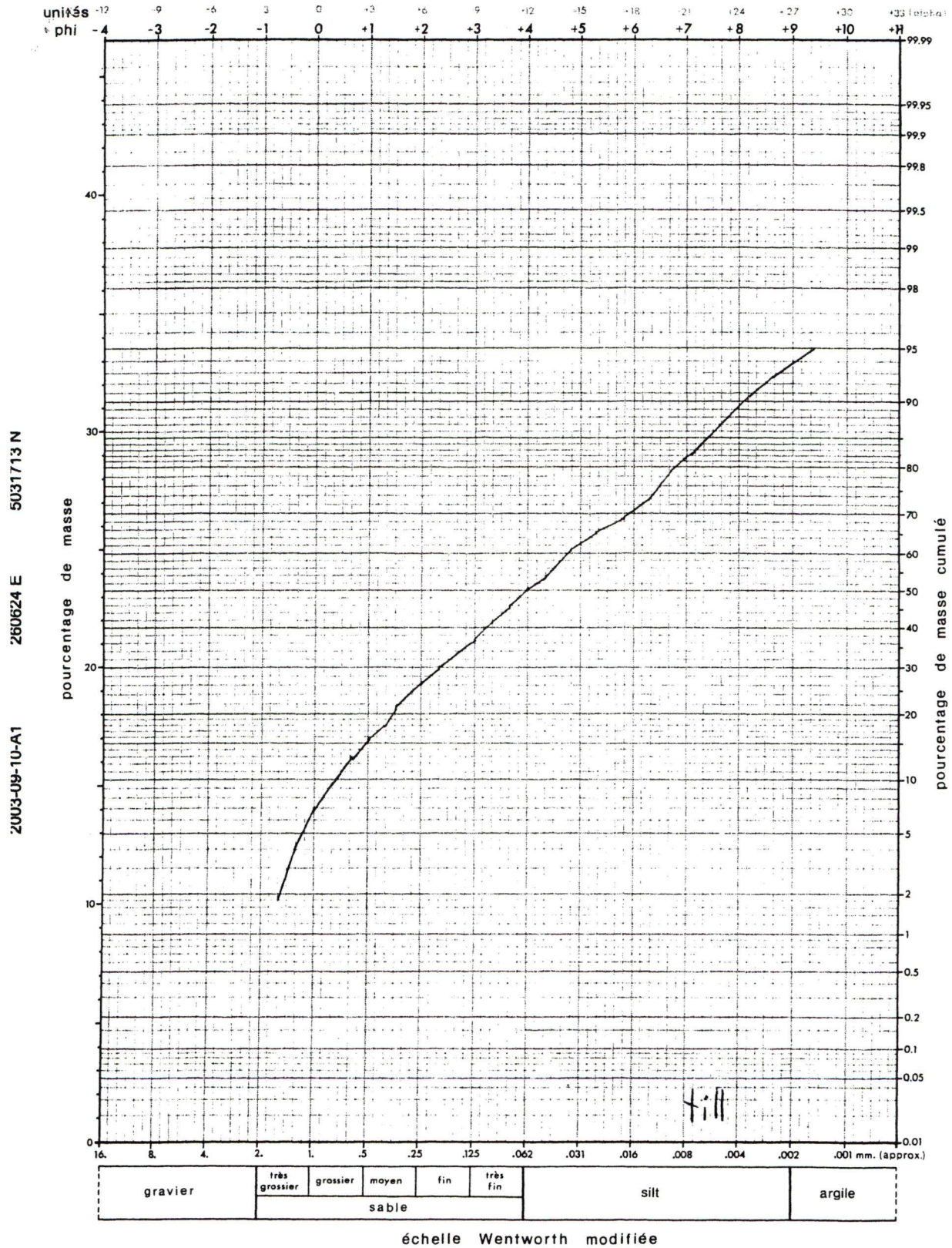


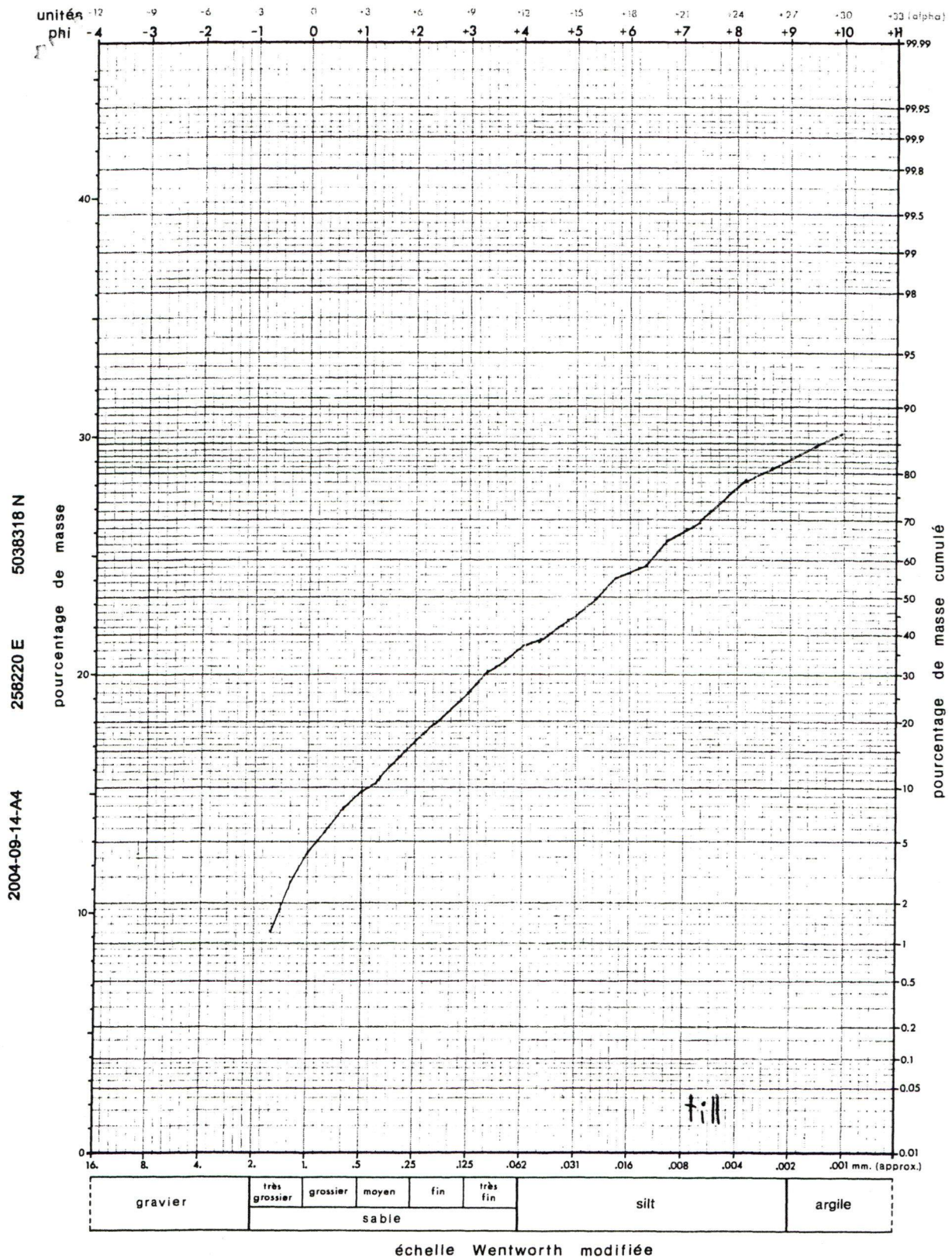


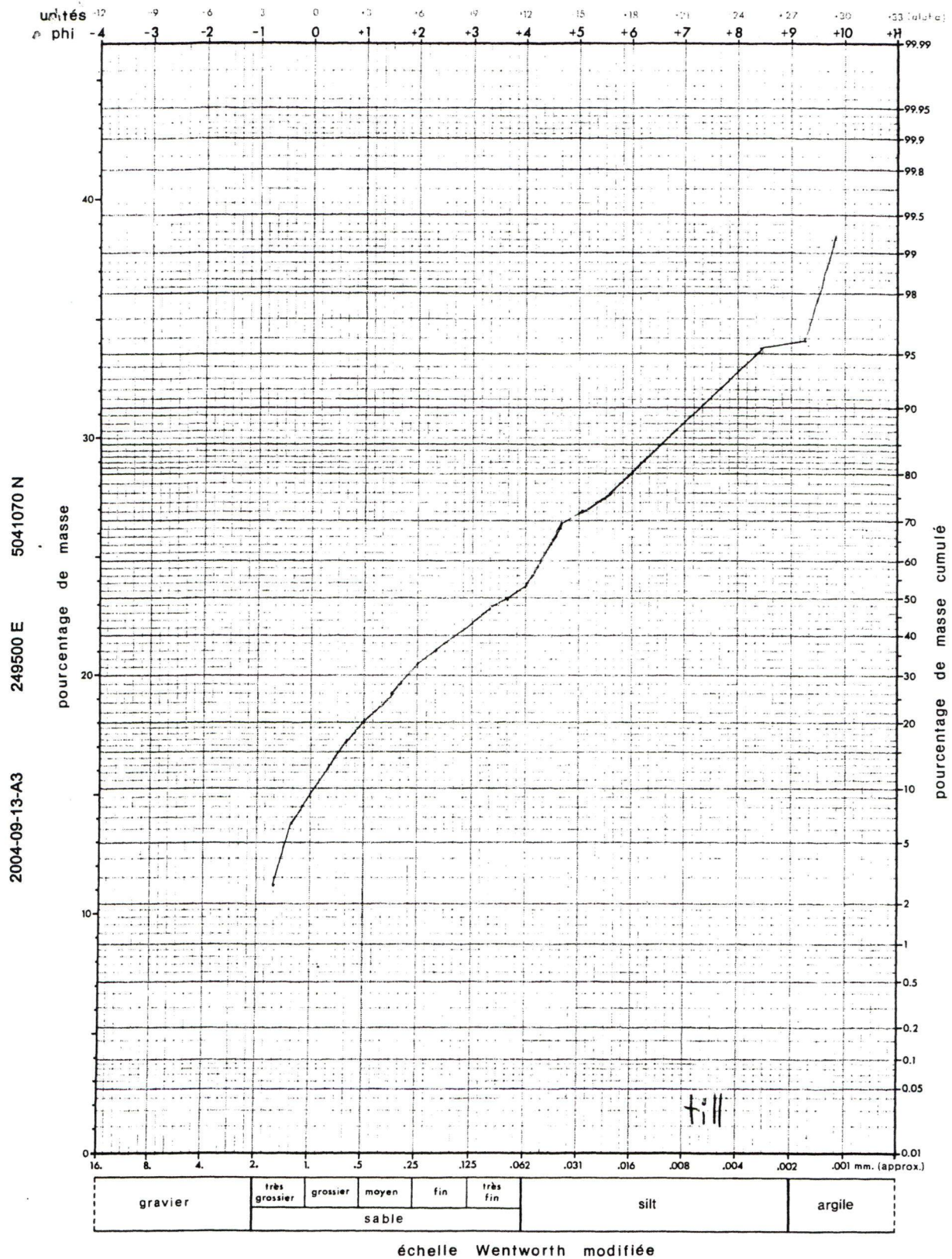


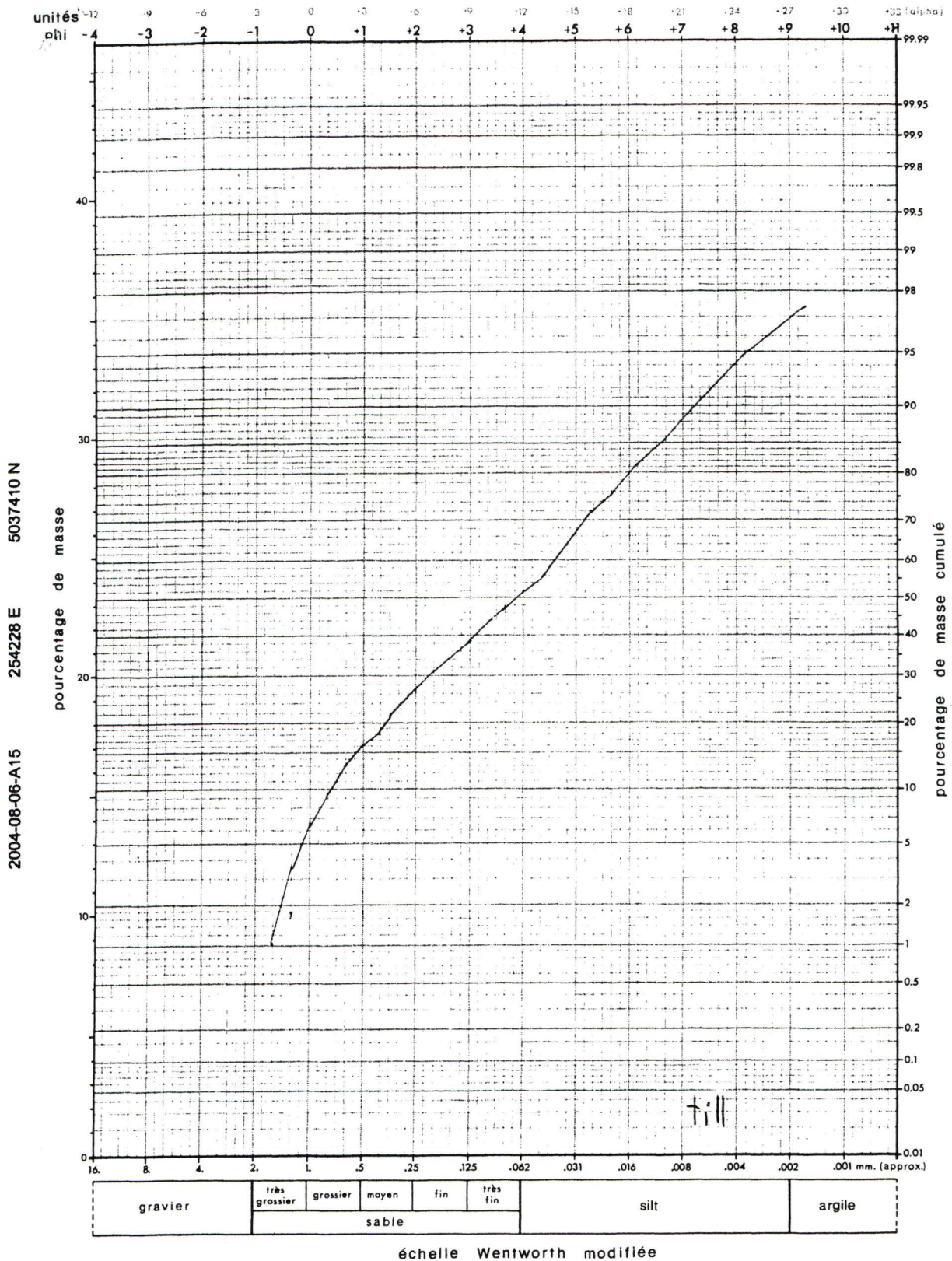


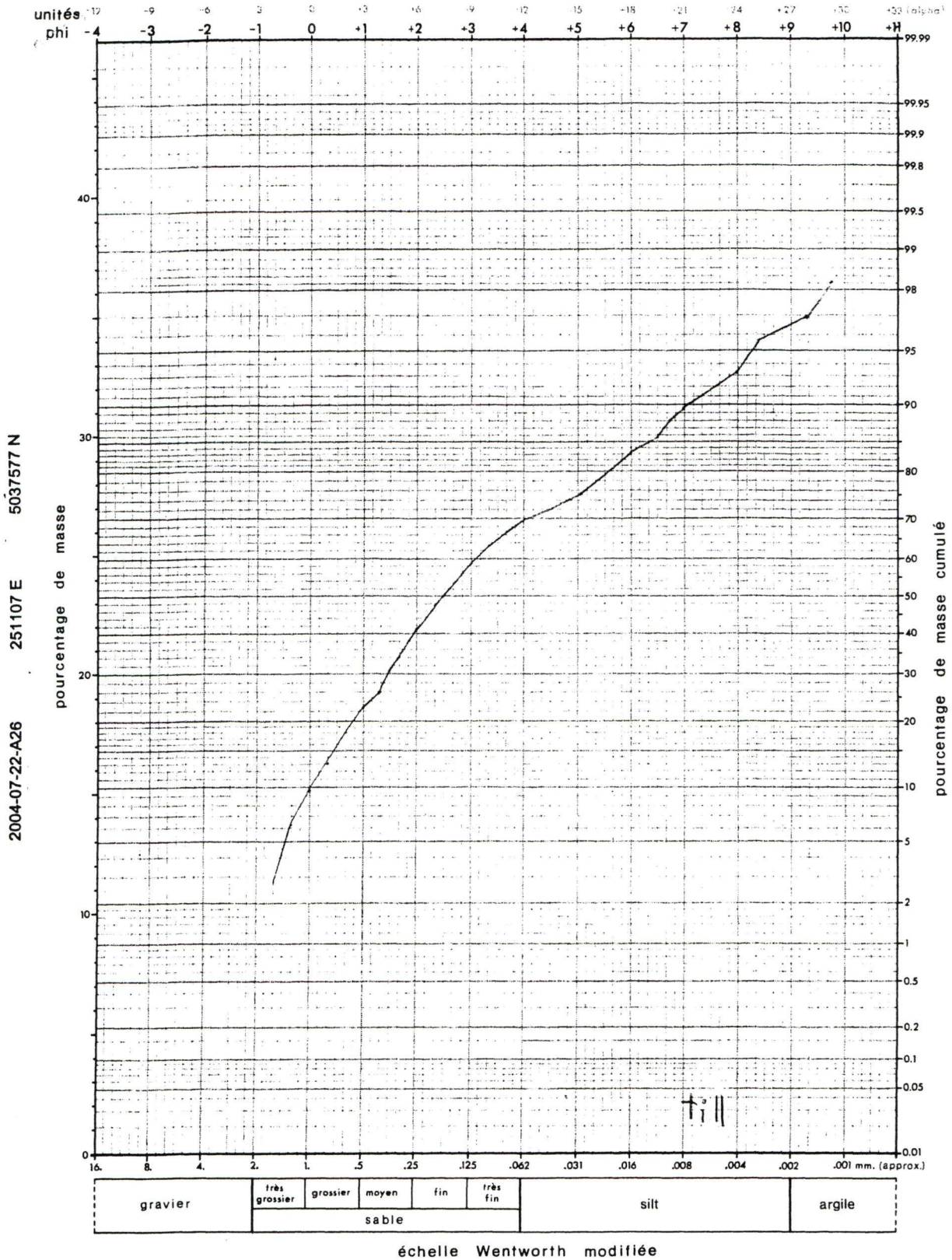


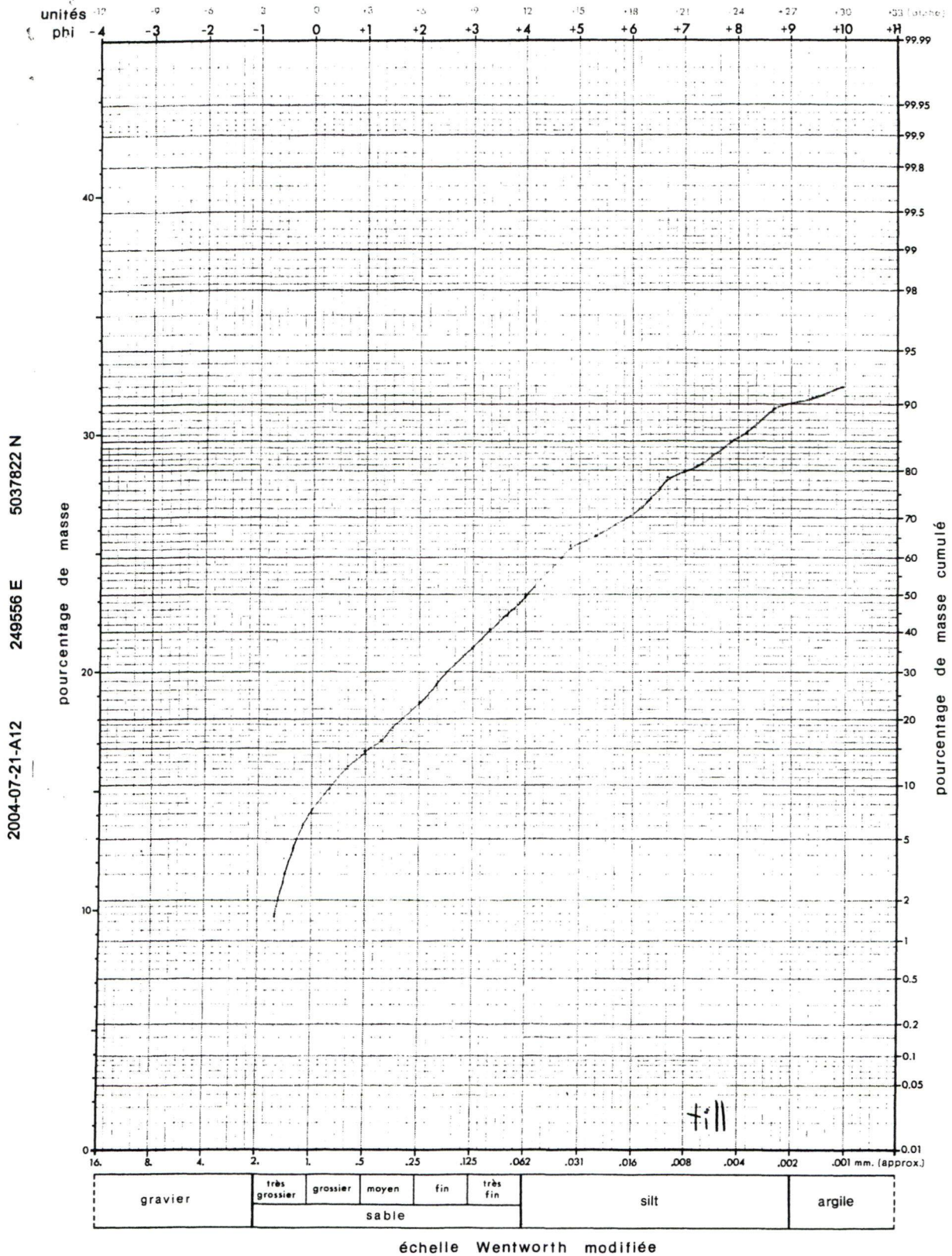




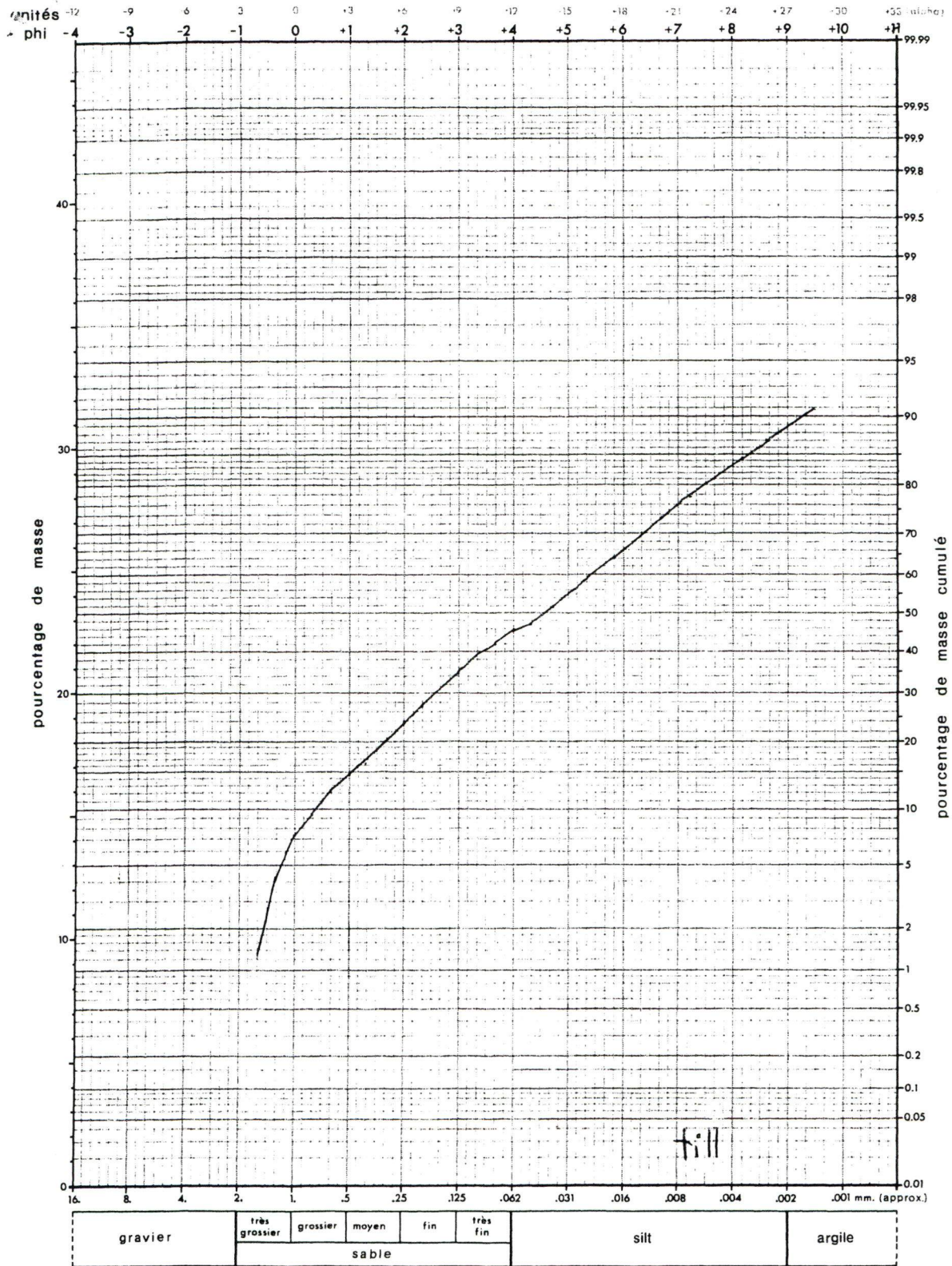


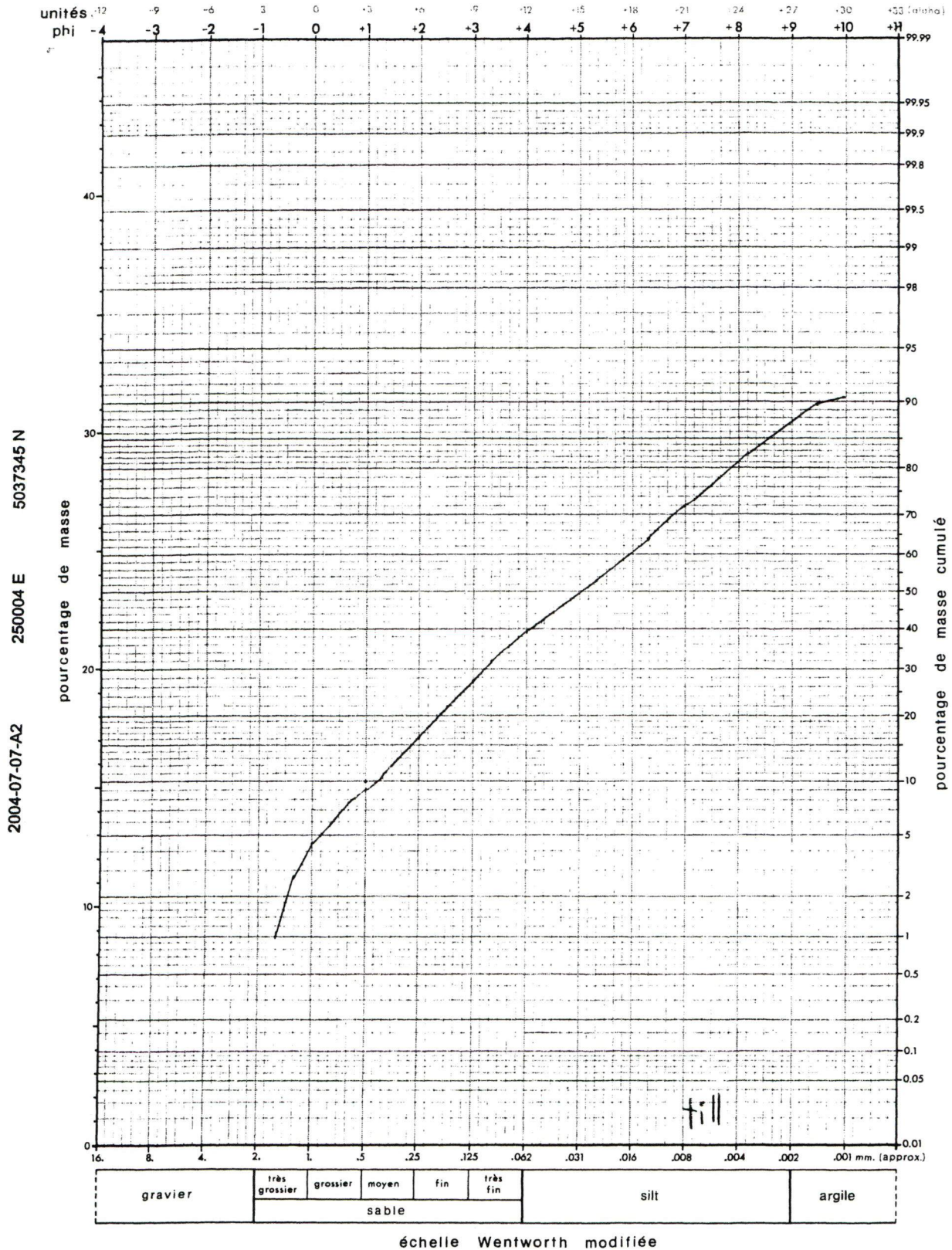


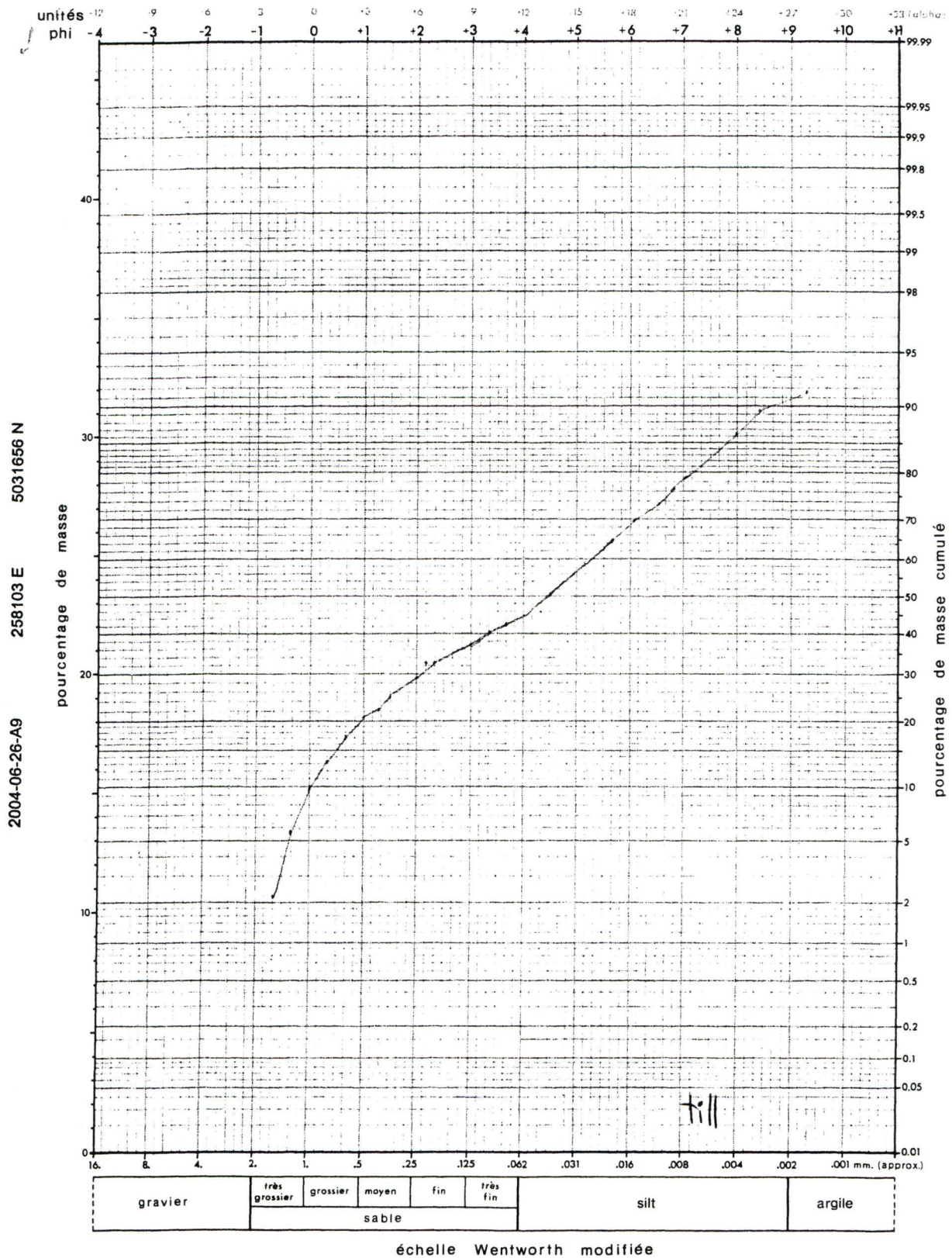


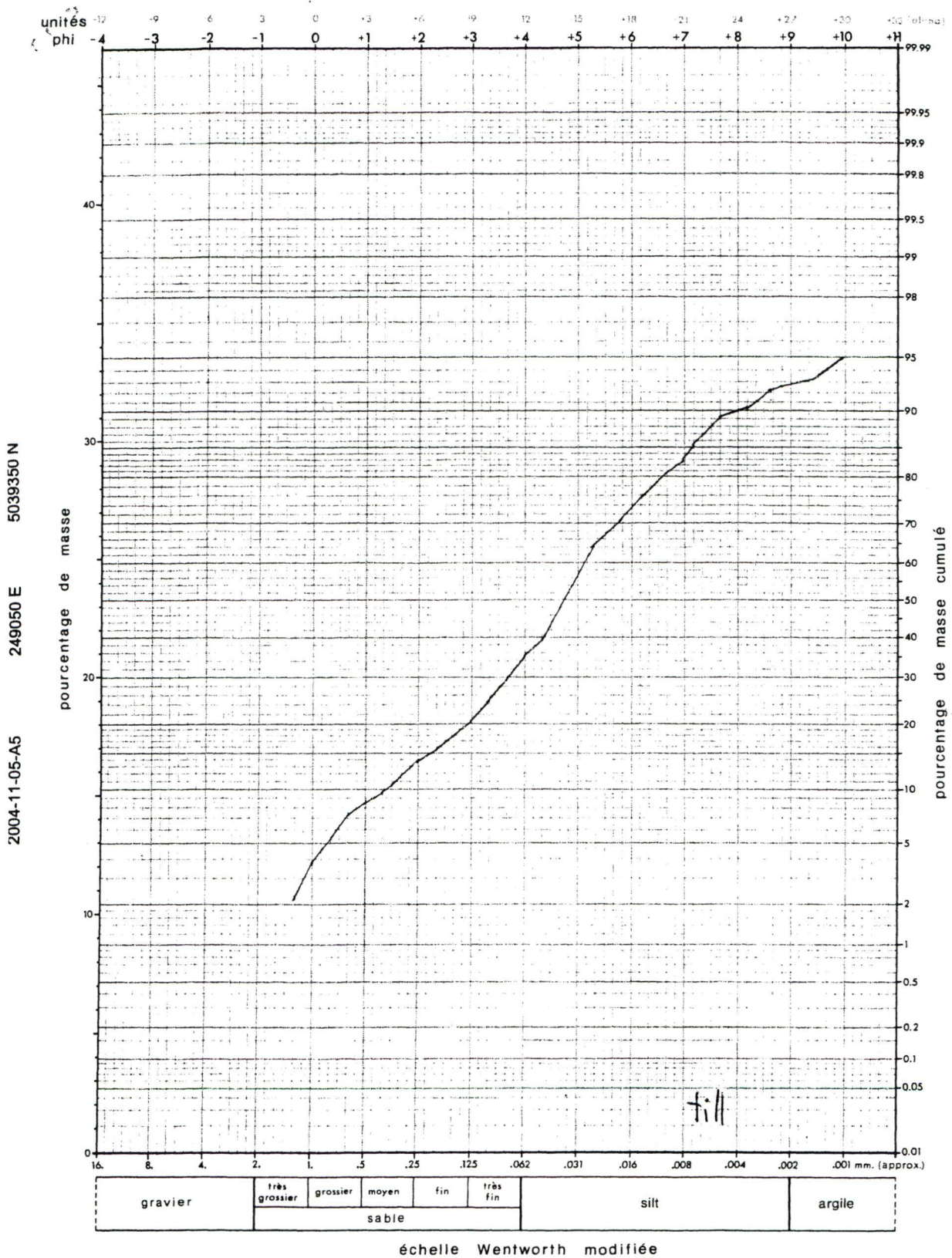


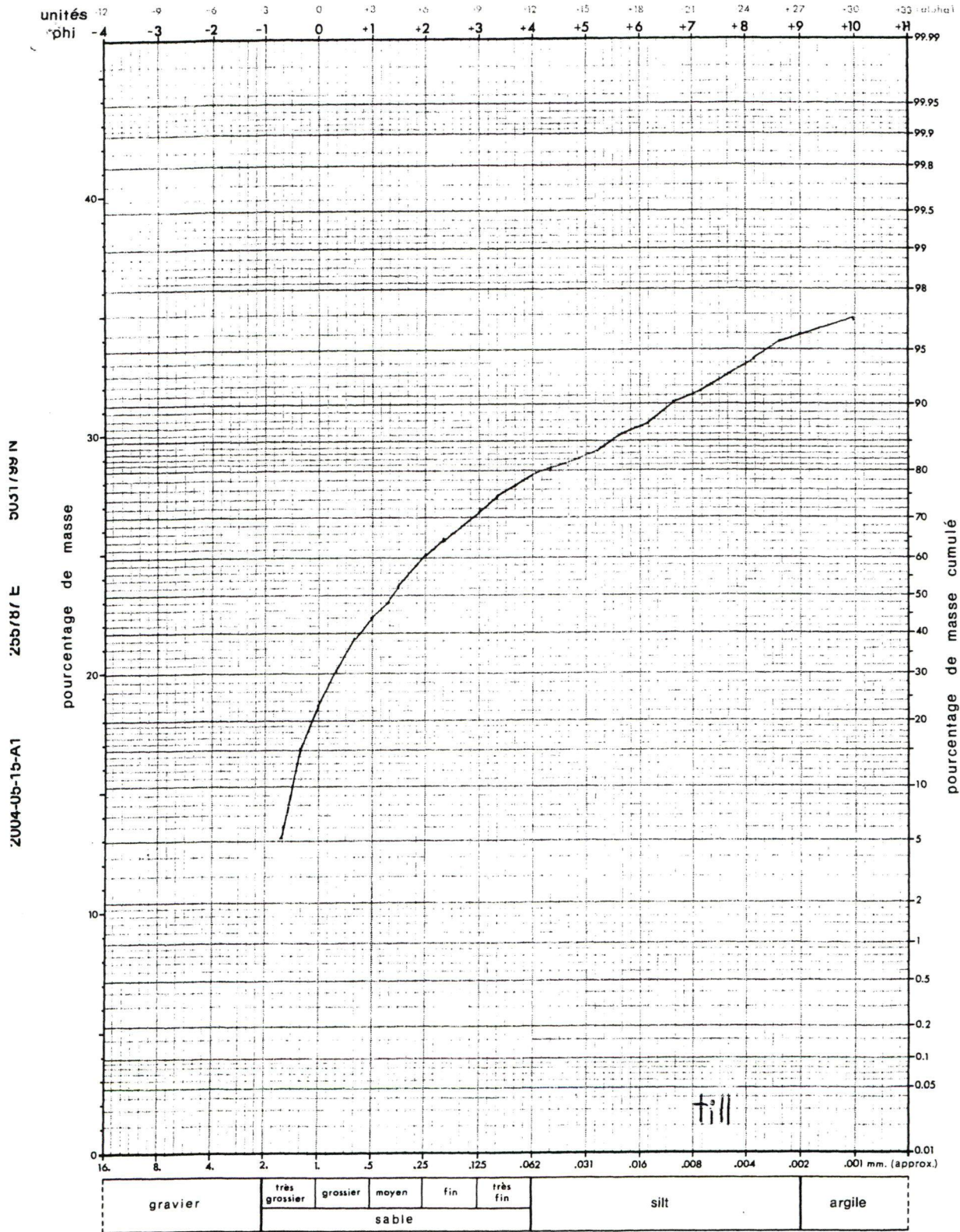
2004-07-12-A28 249302 E 5037190 N

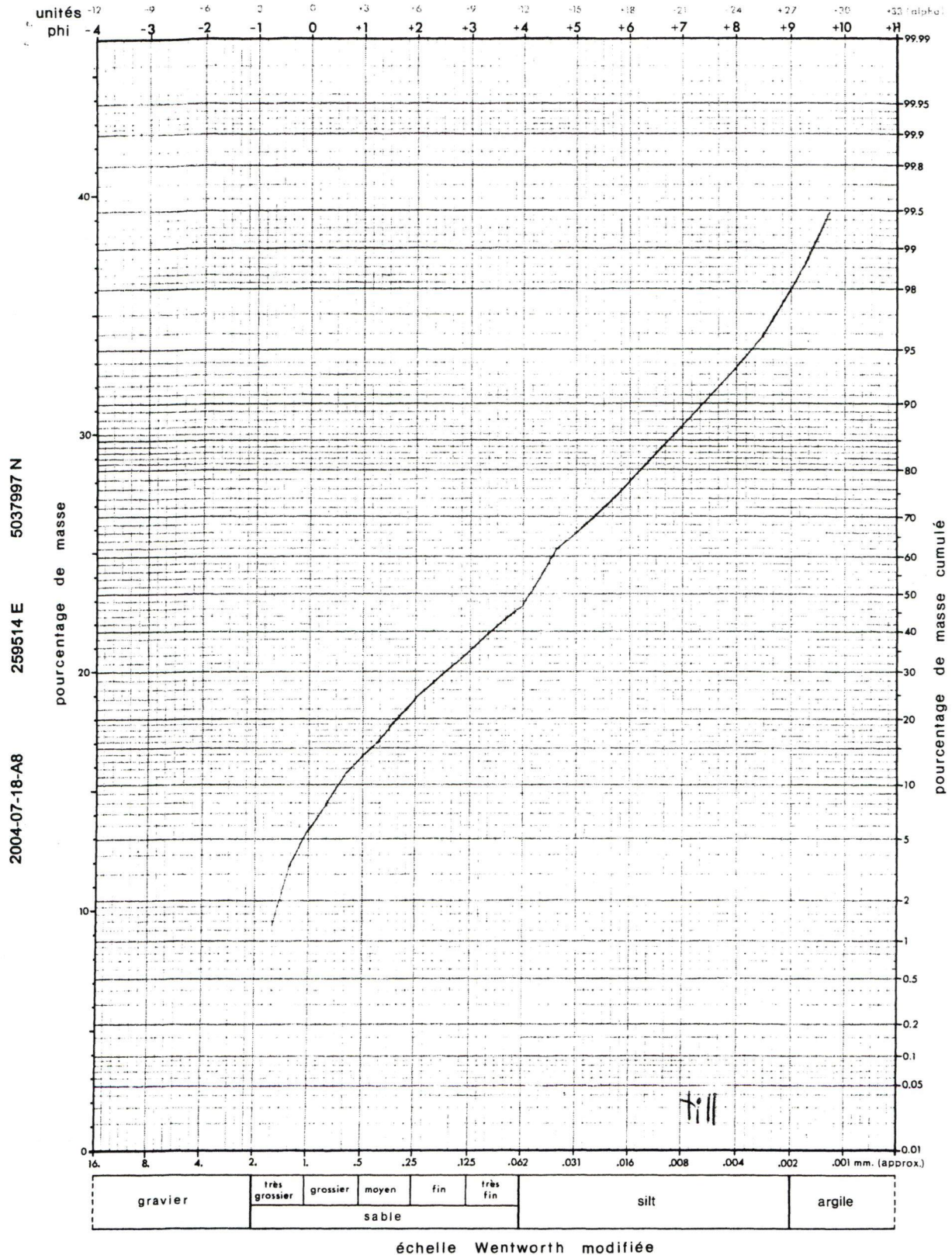


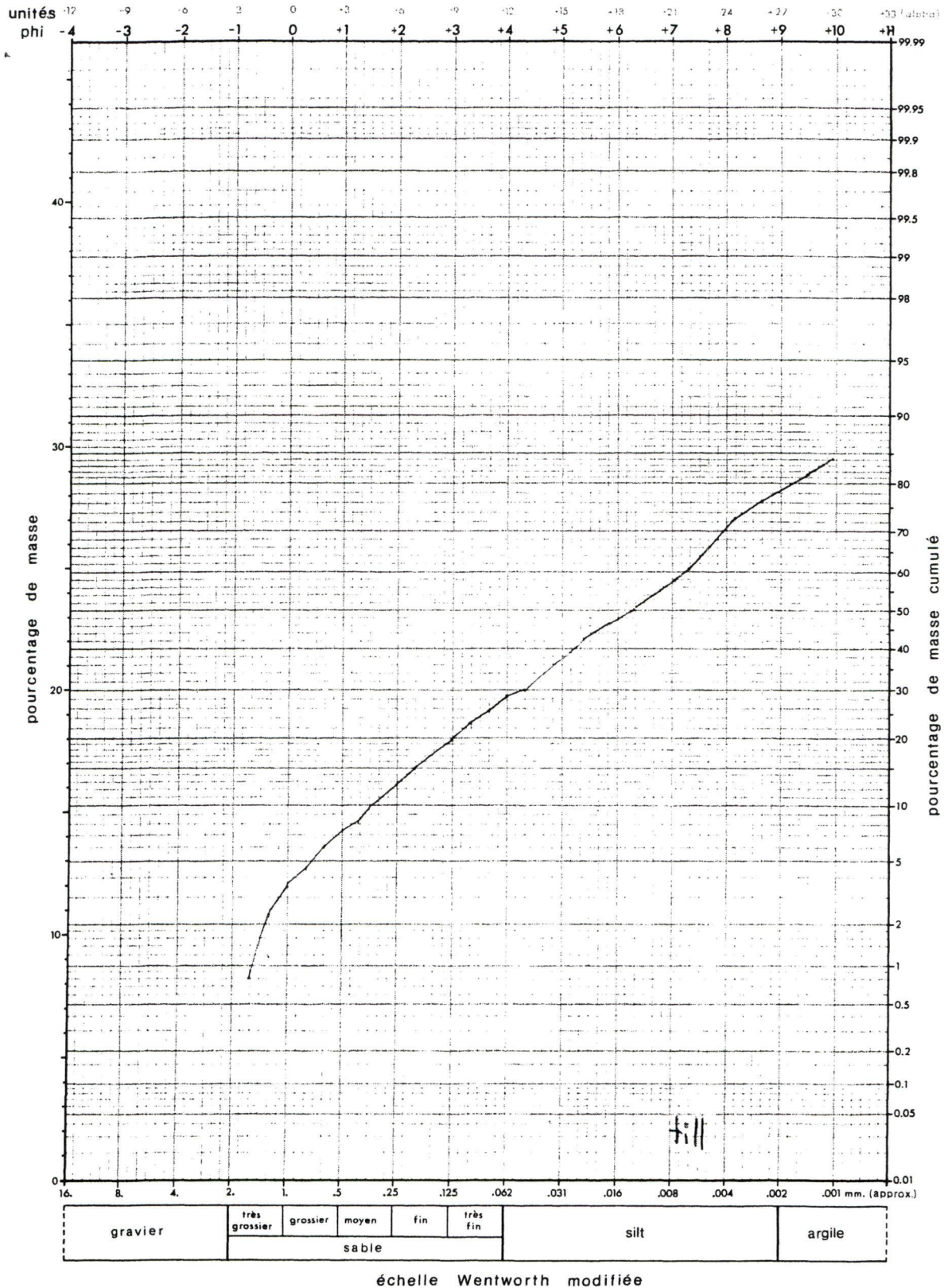


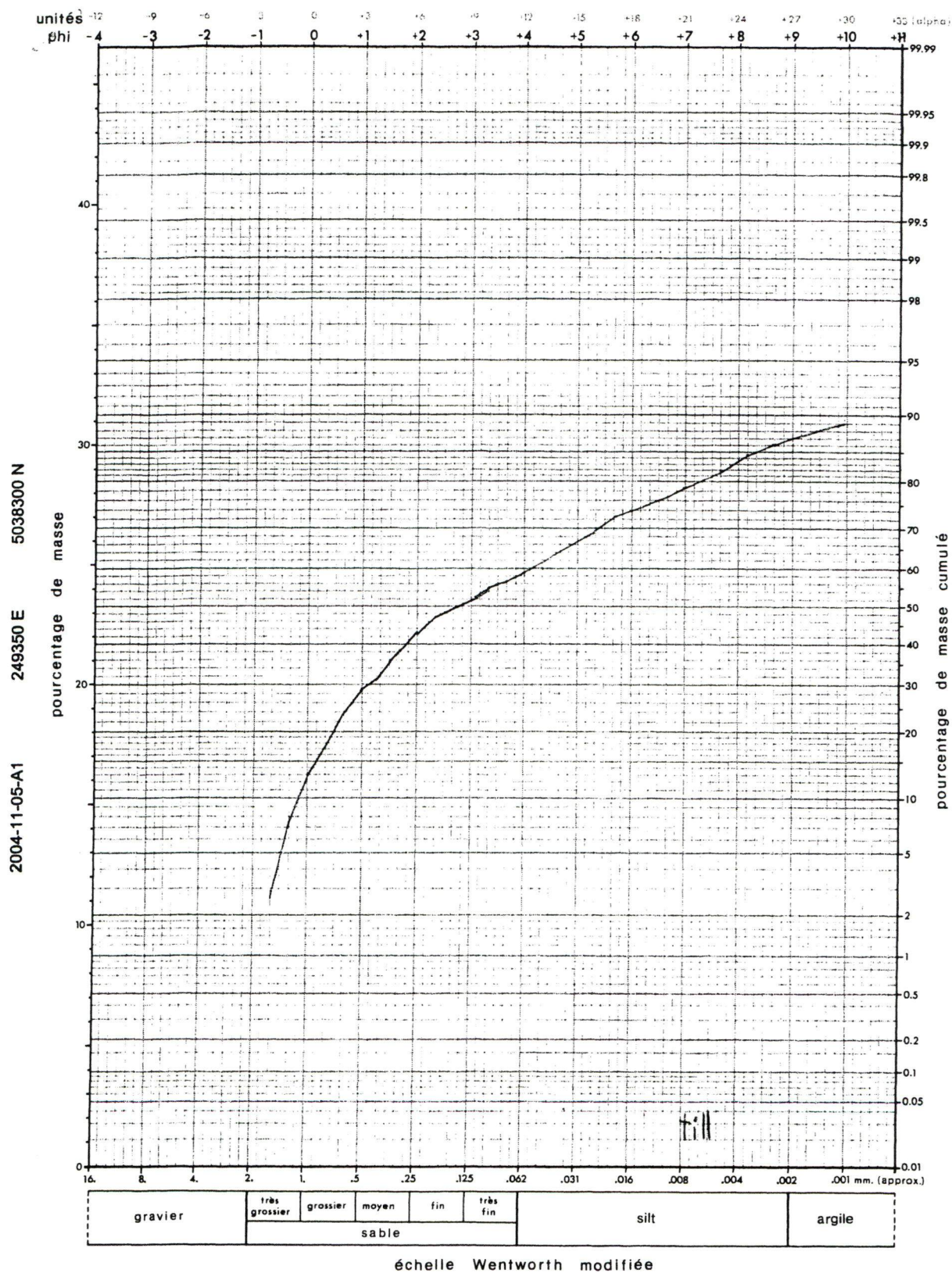


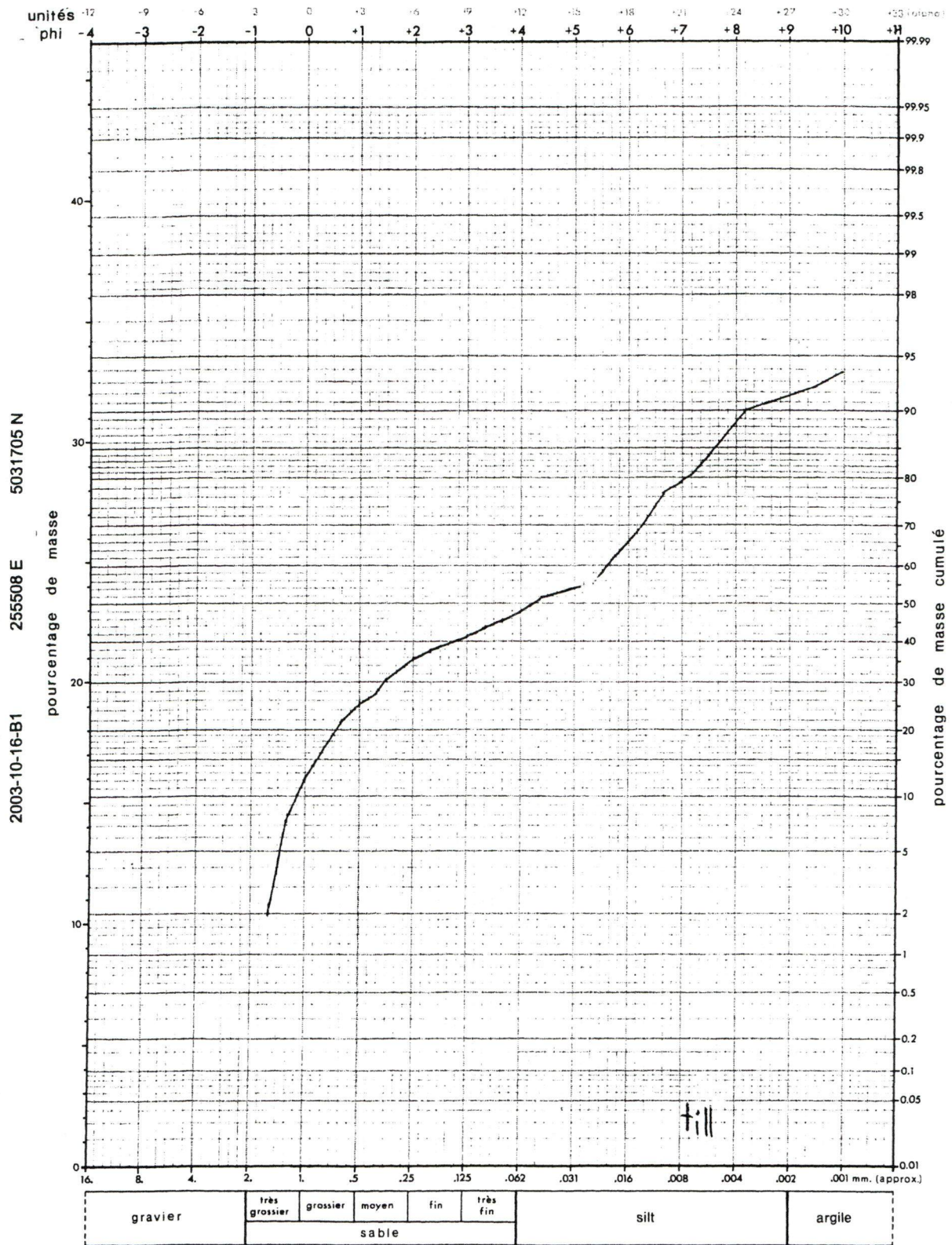


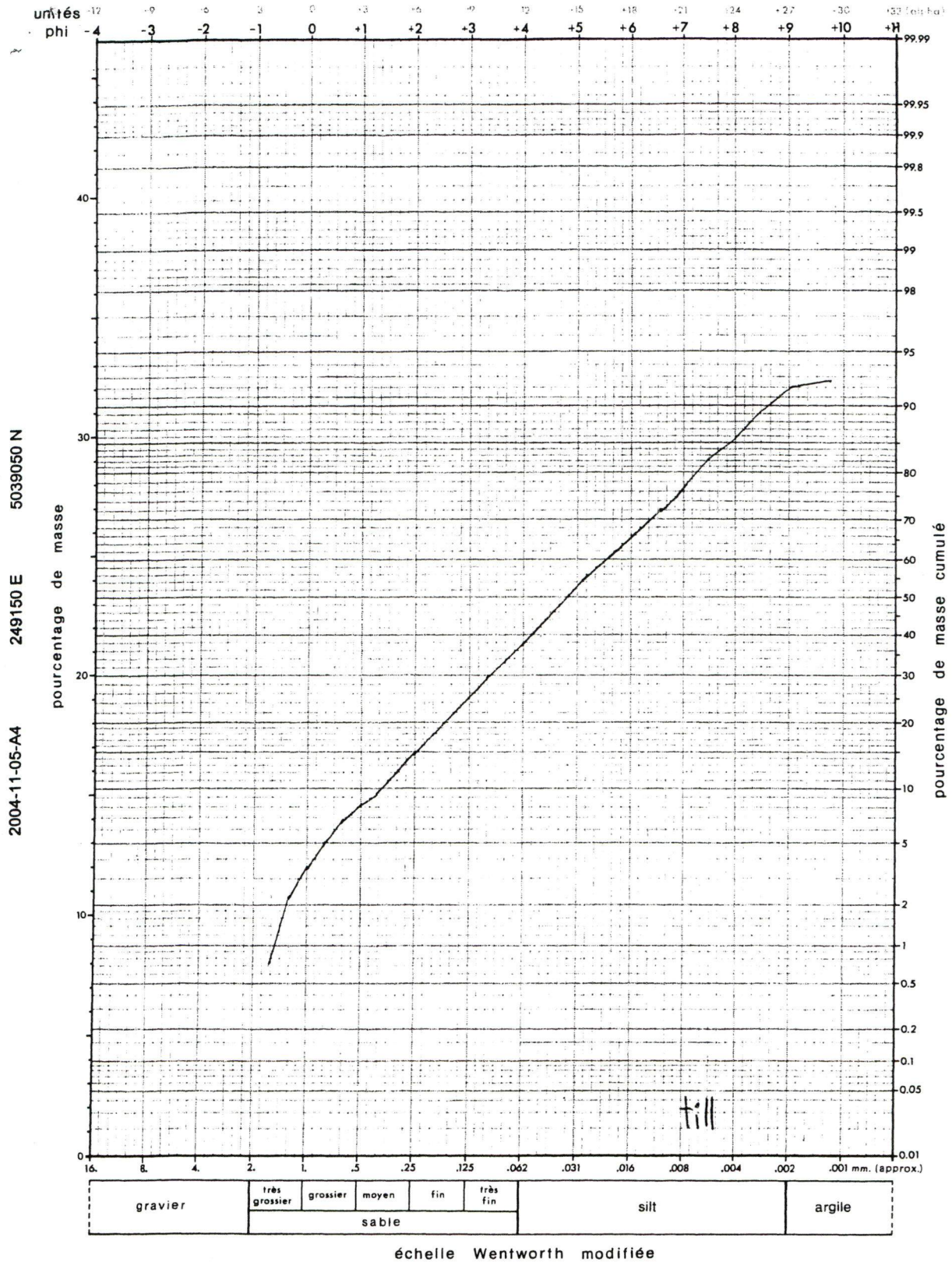


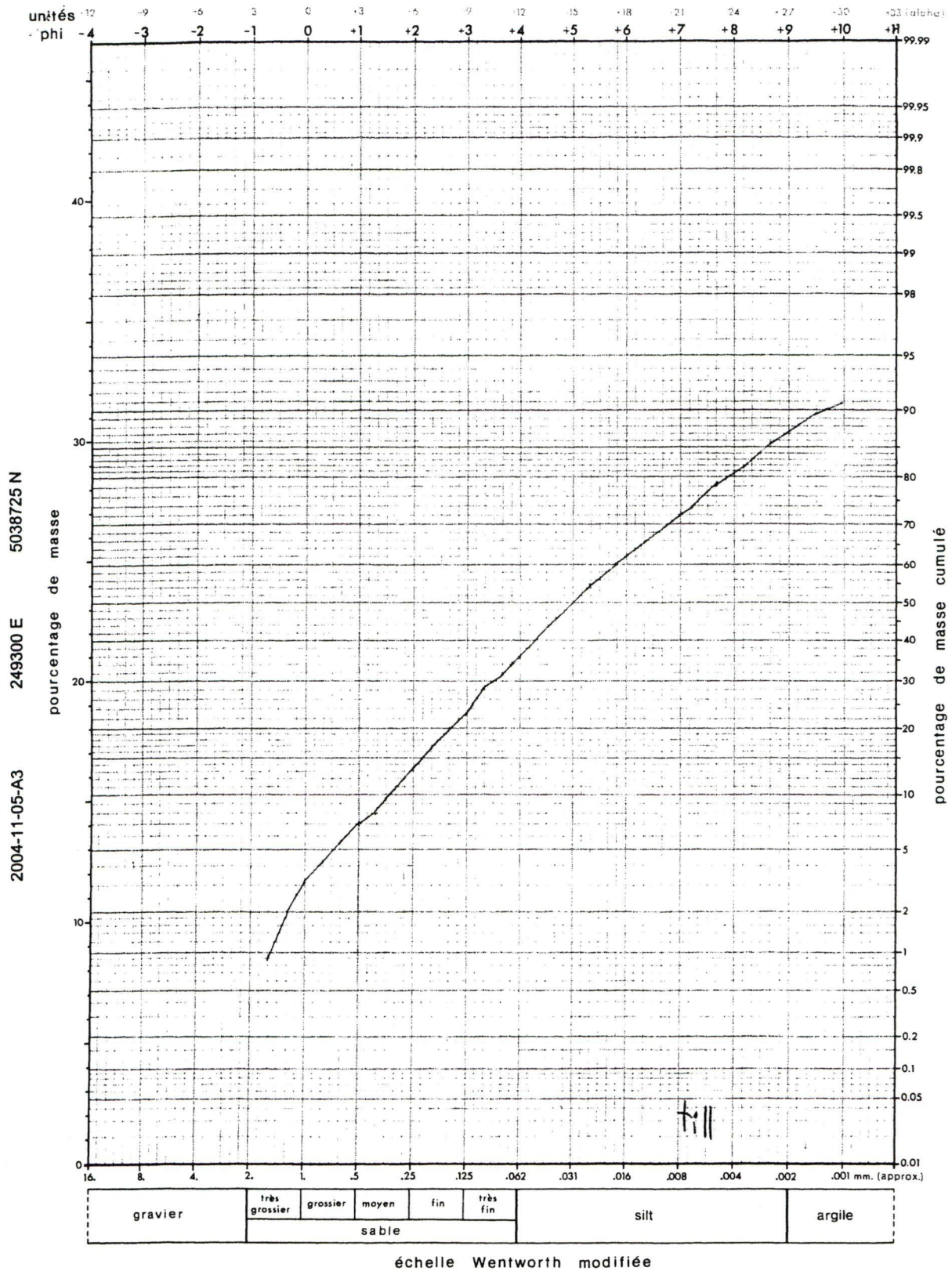


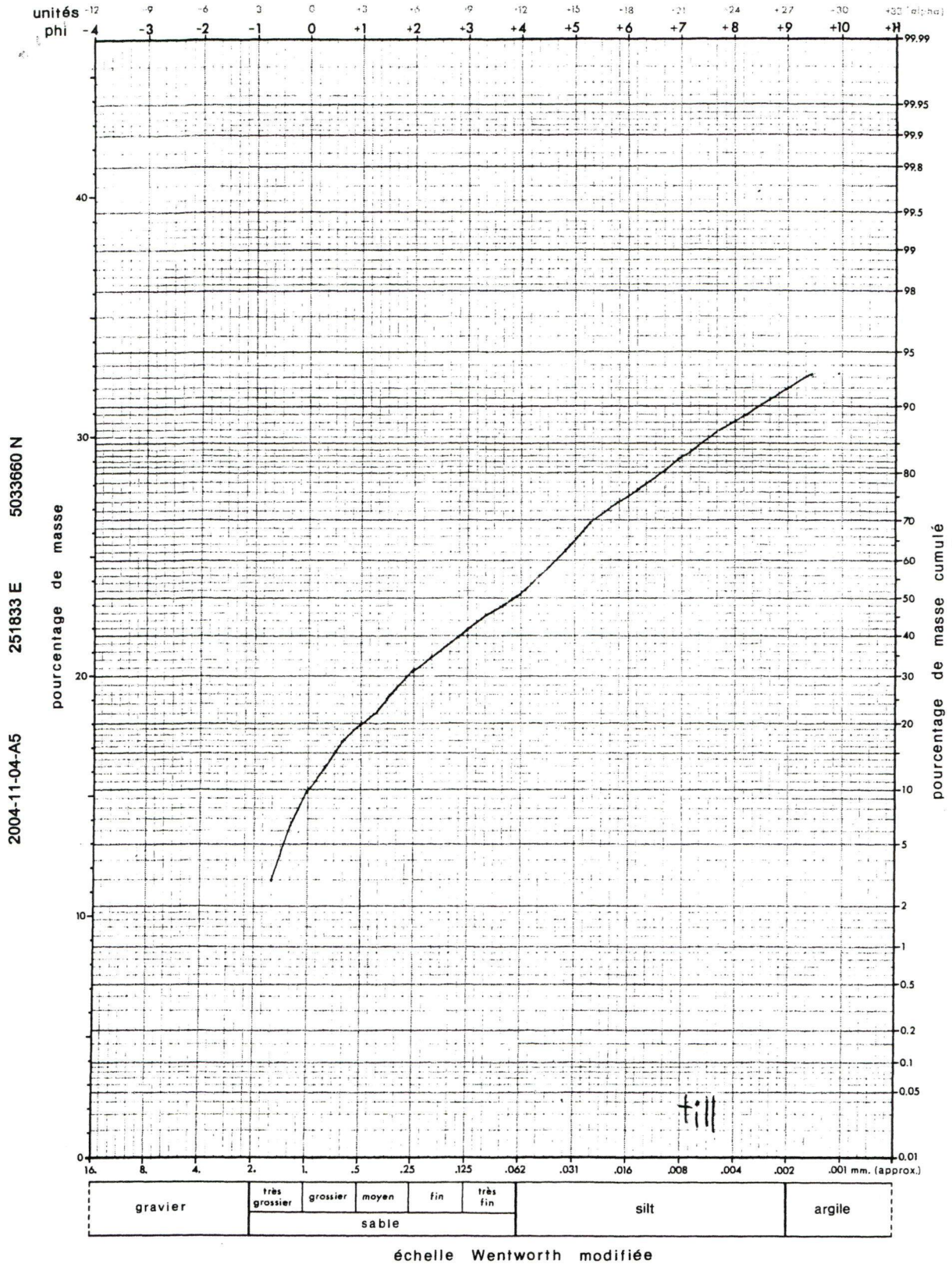


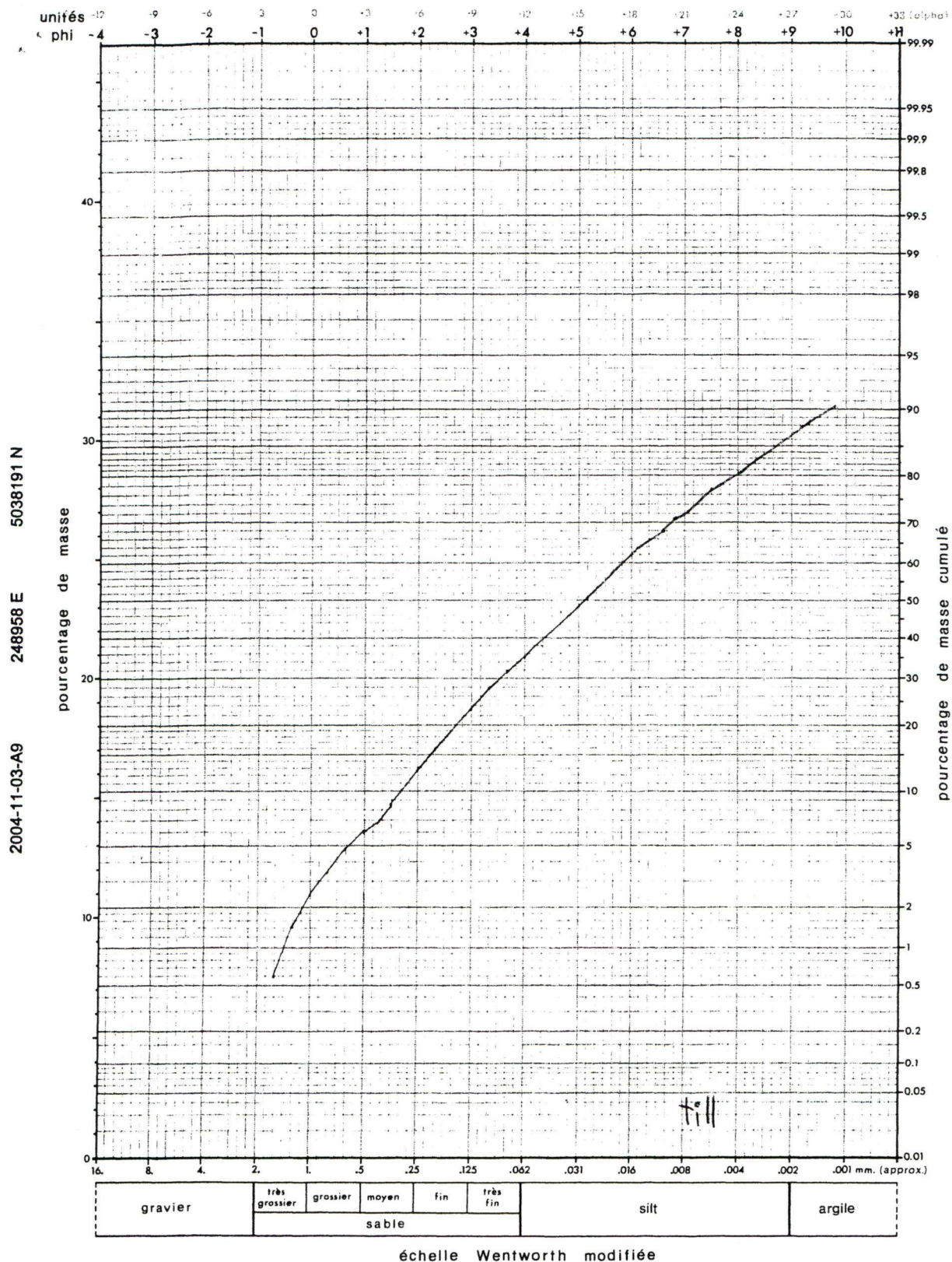


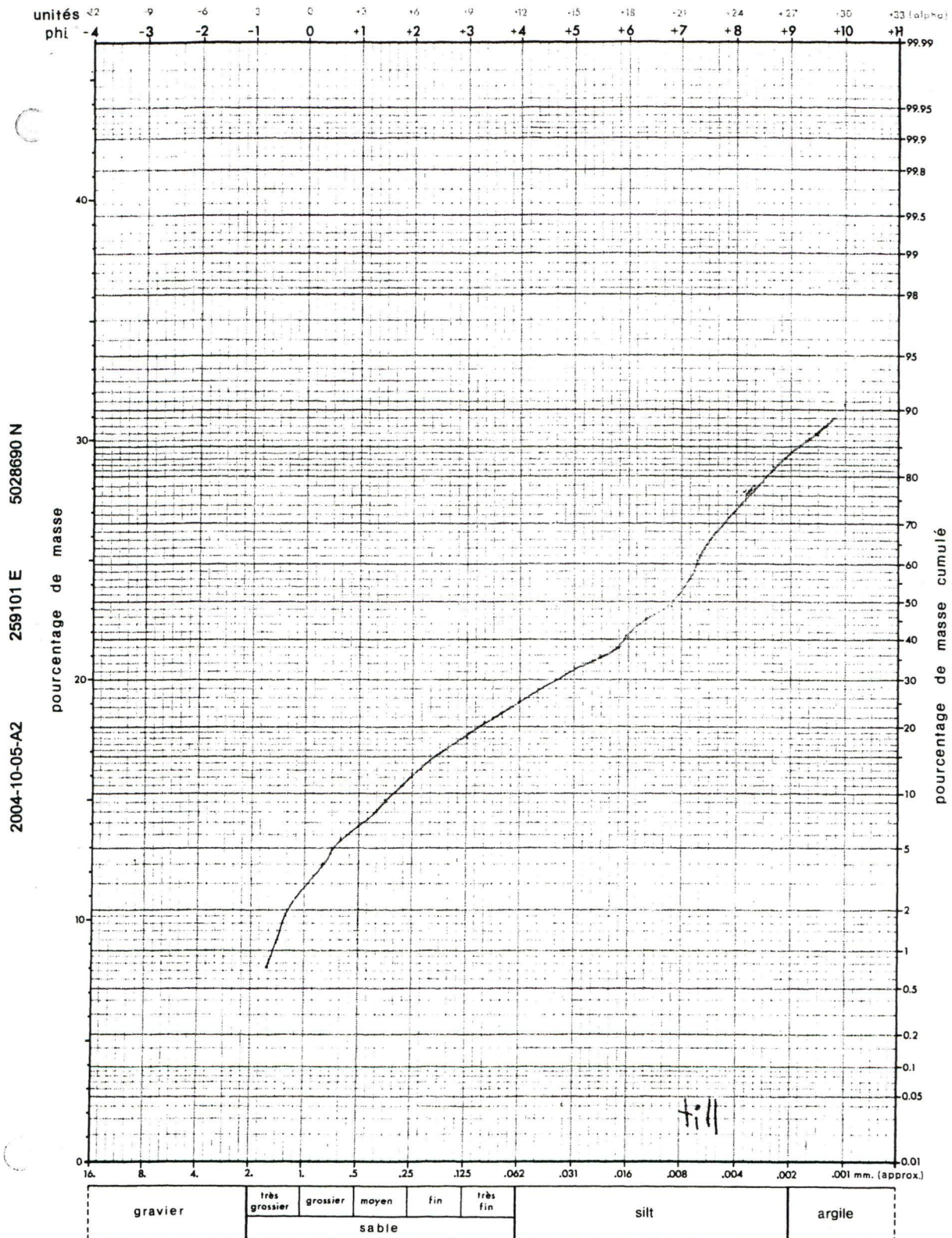


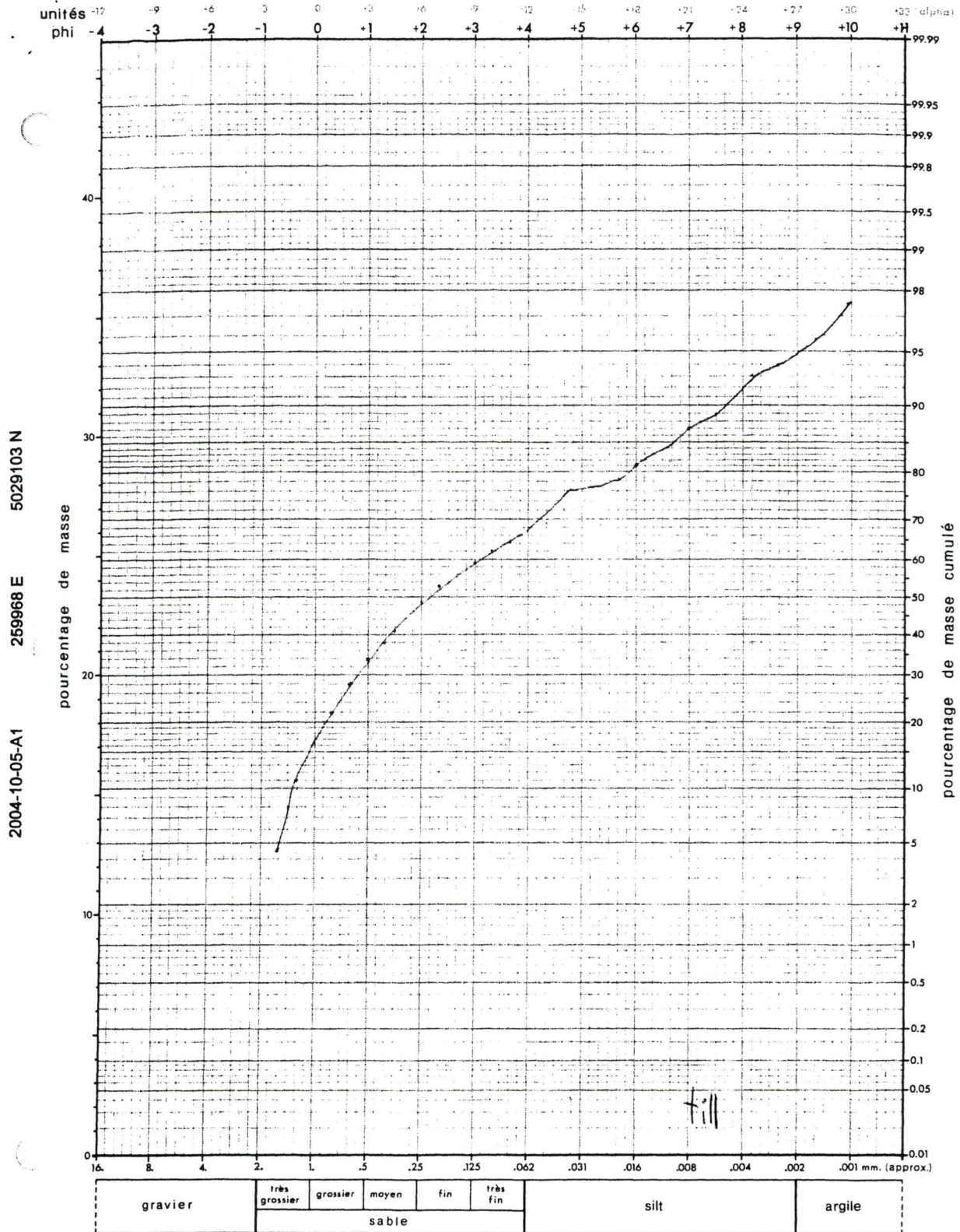


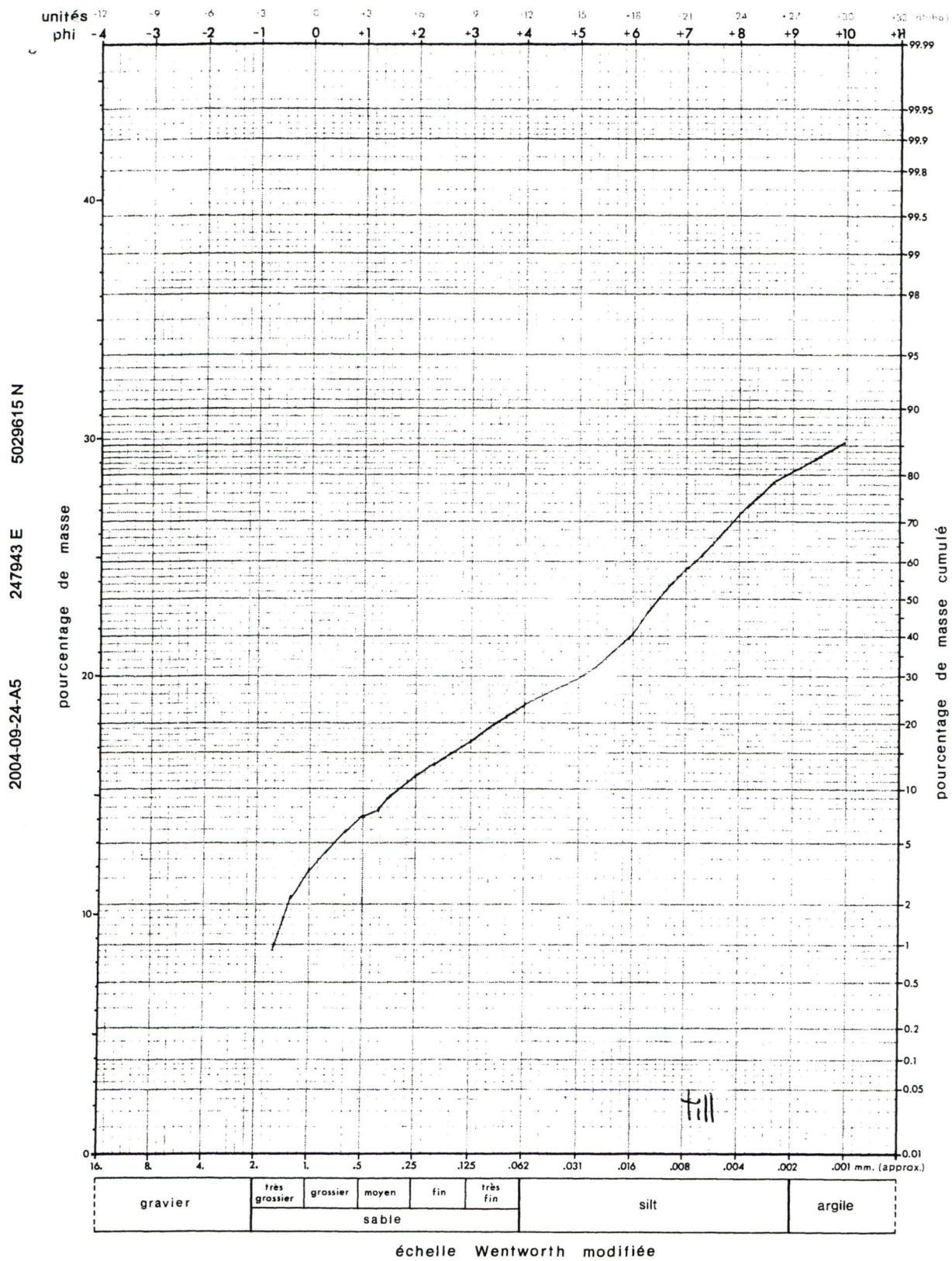


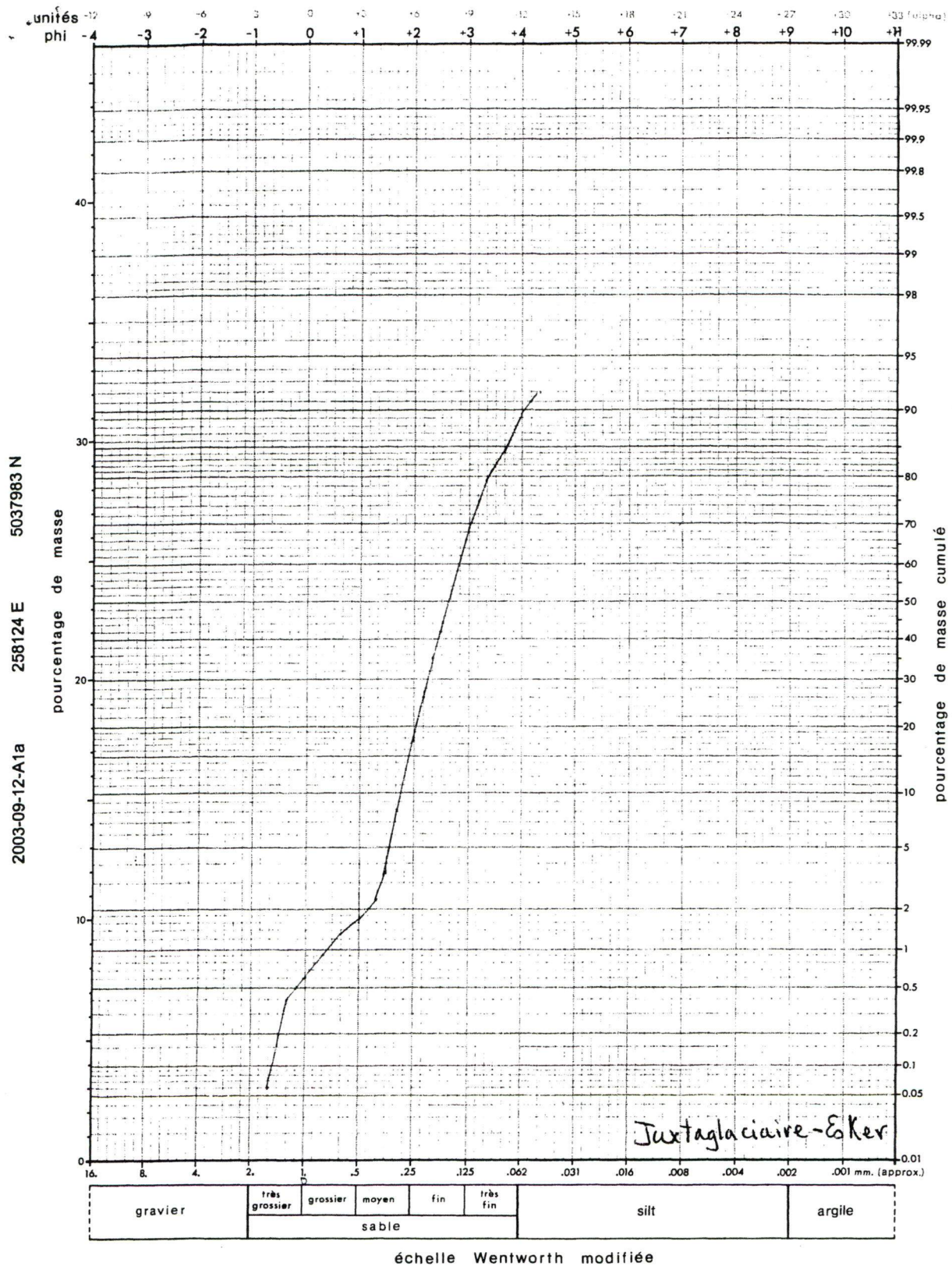


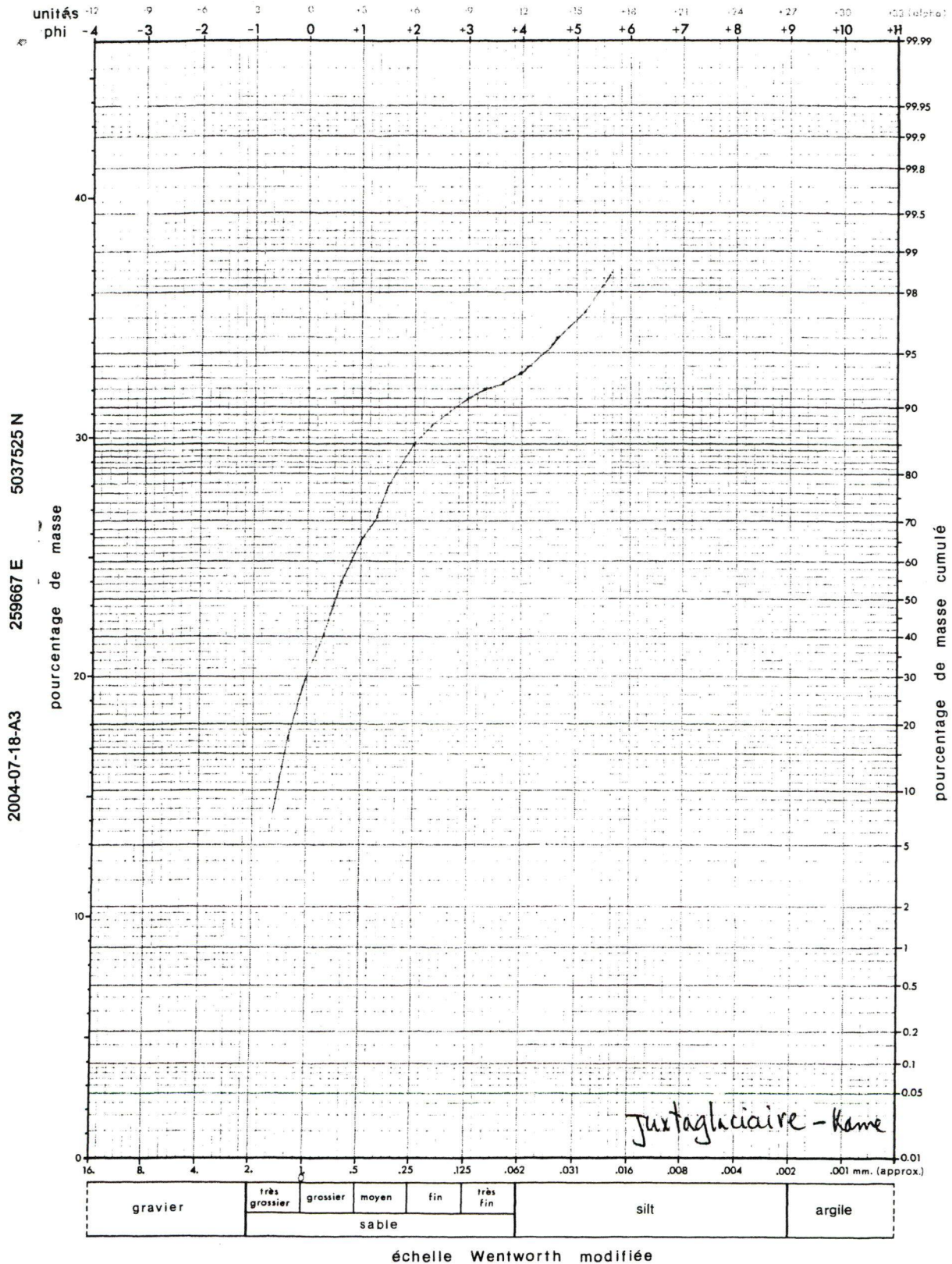


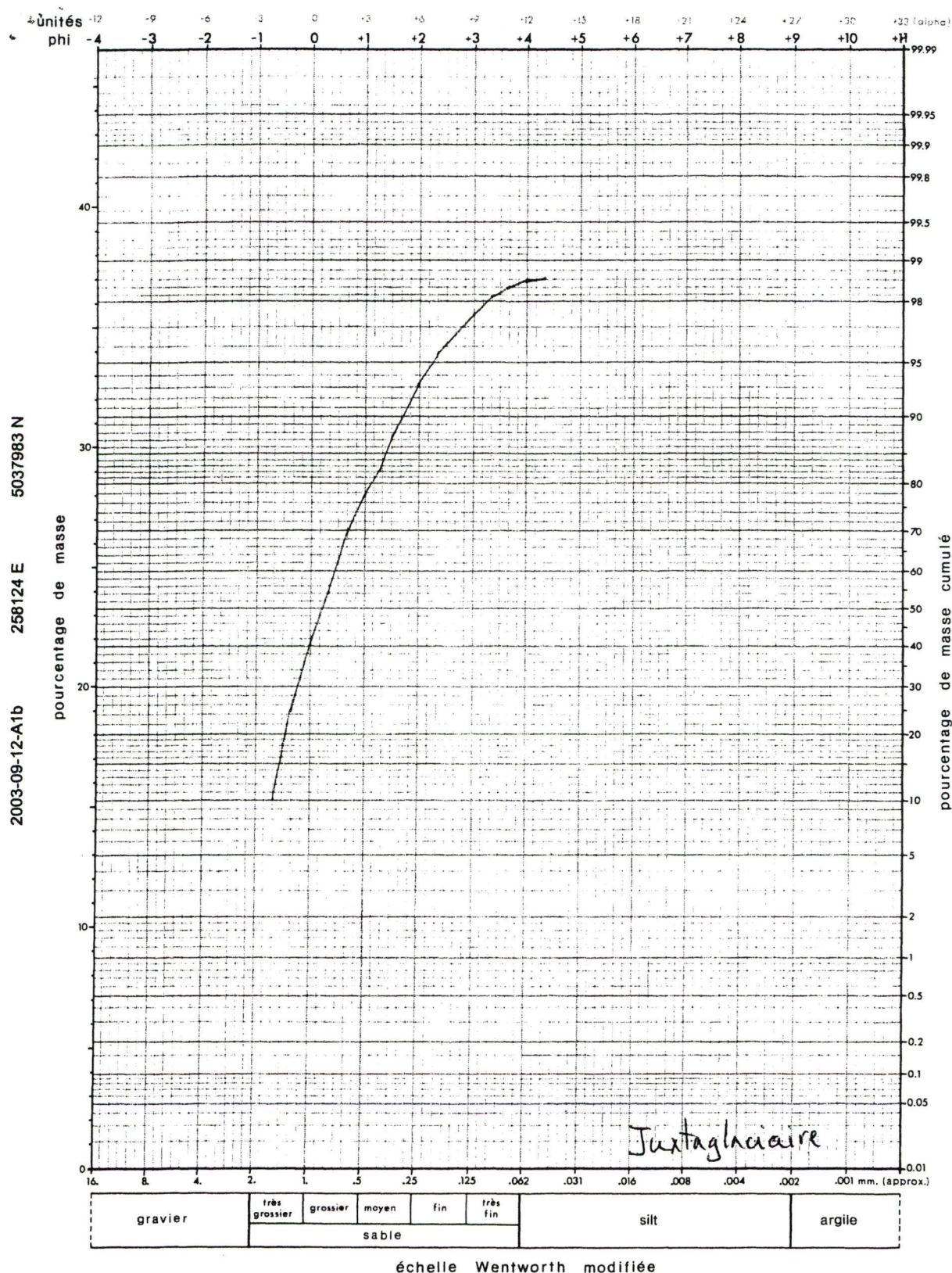


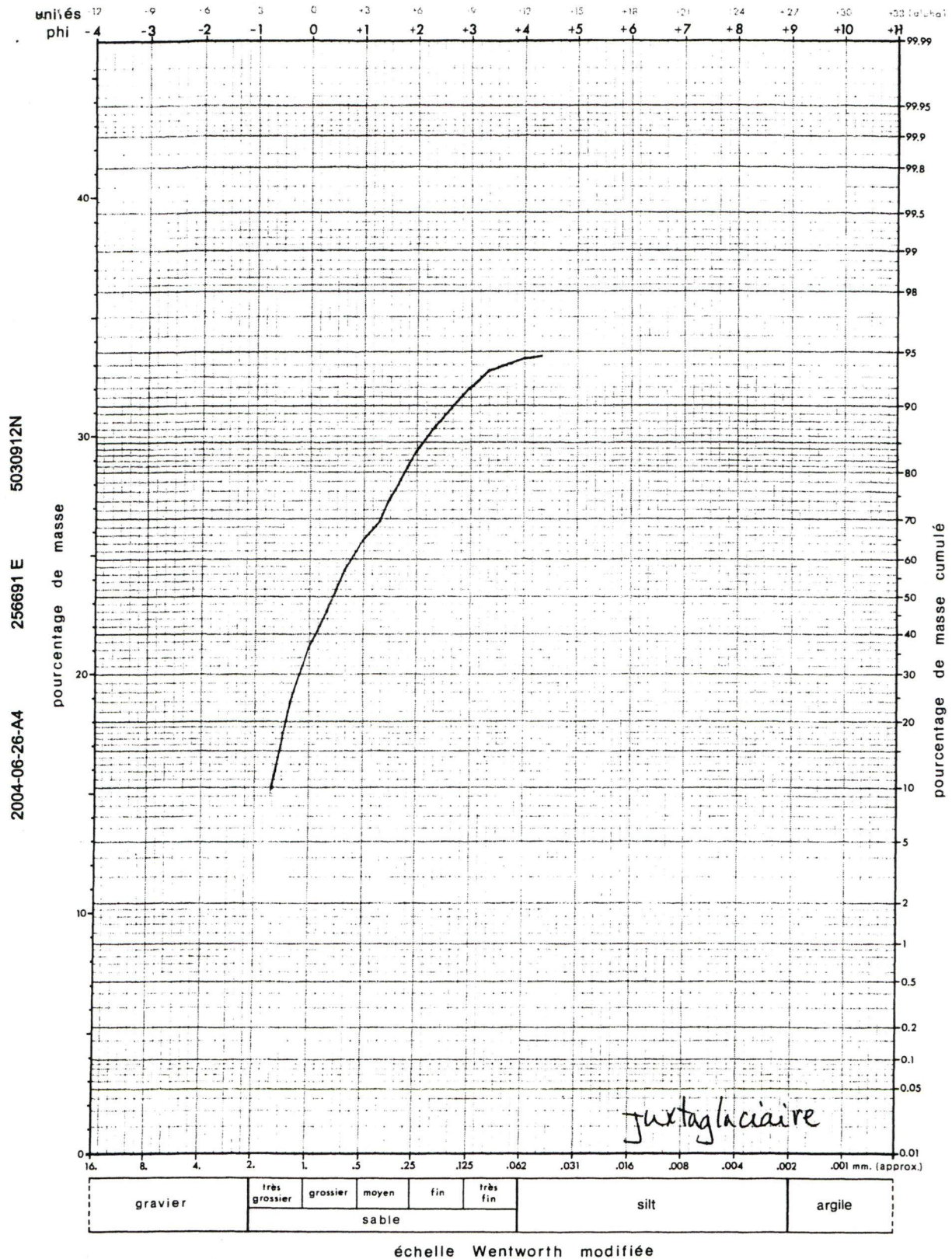


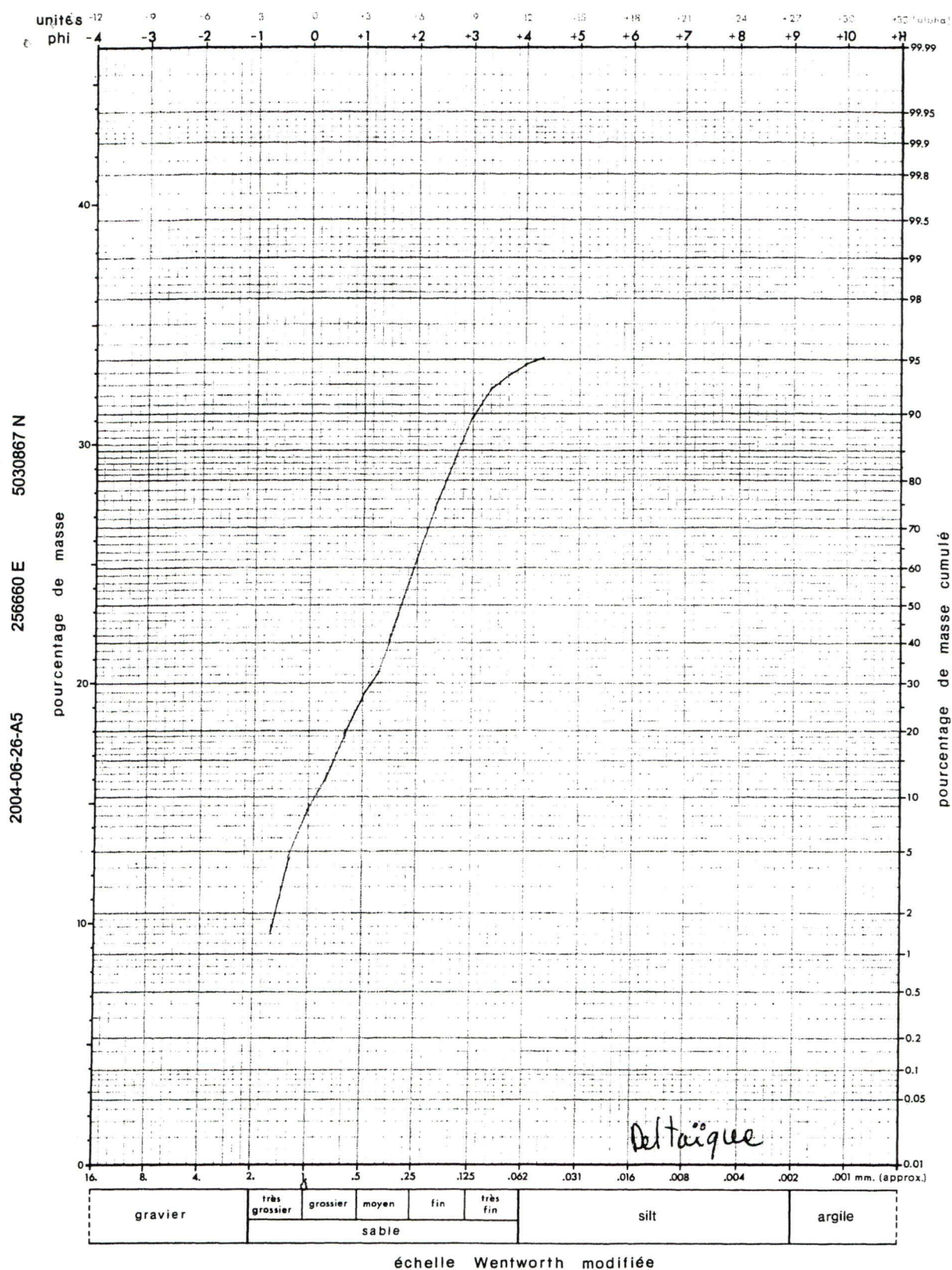


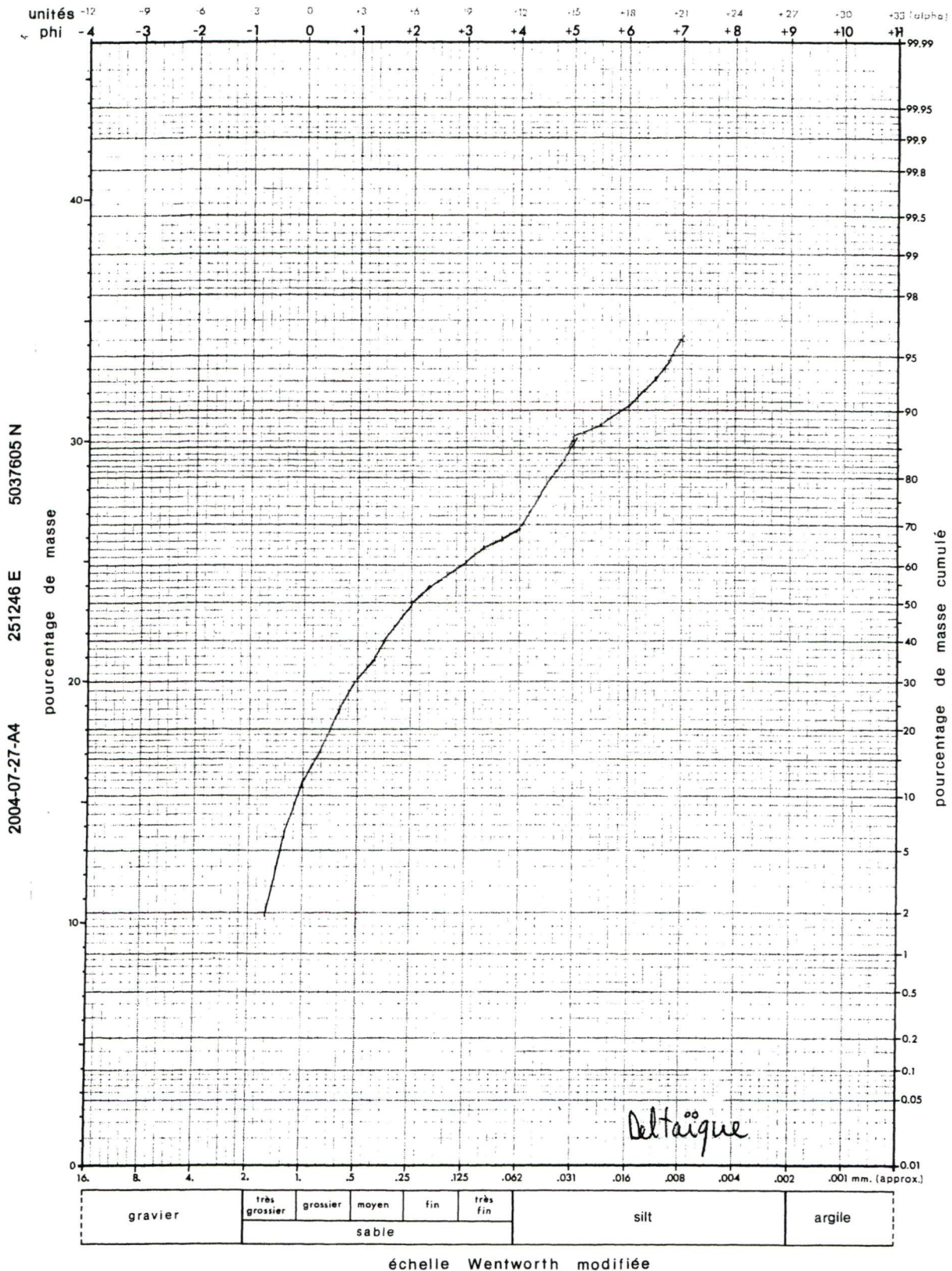


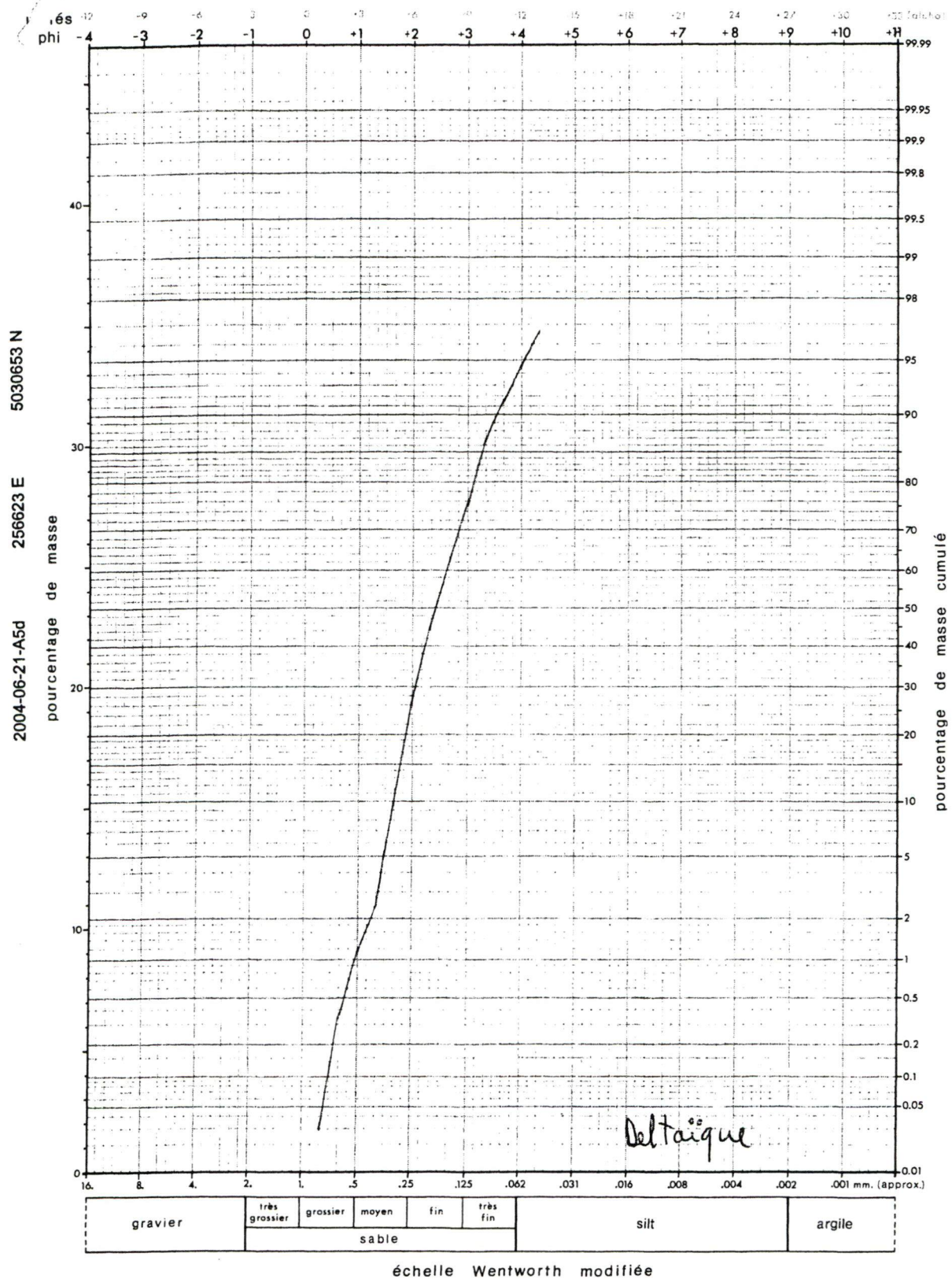


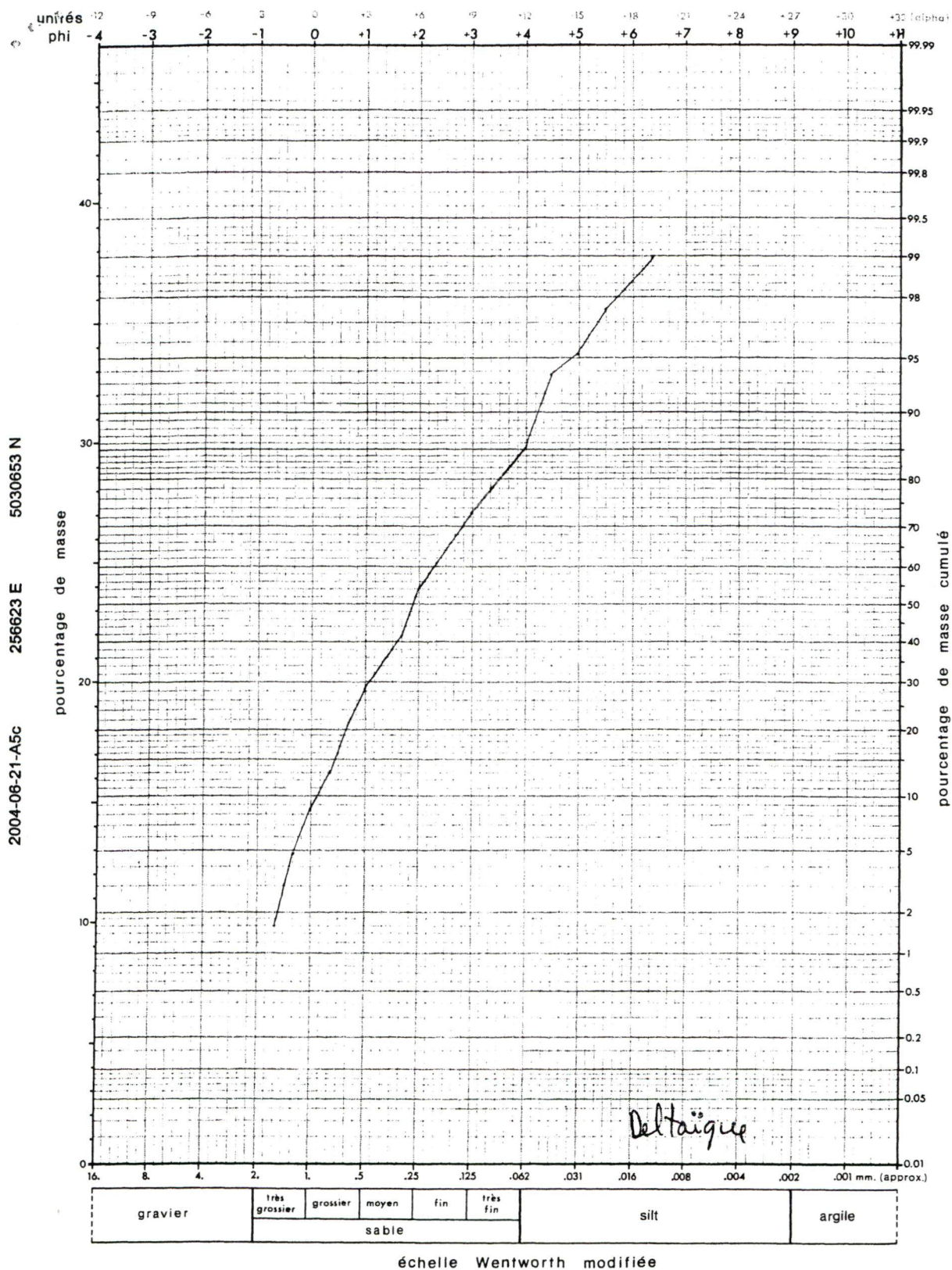


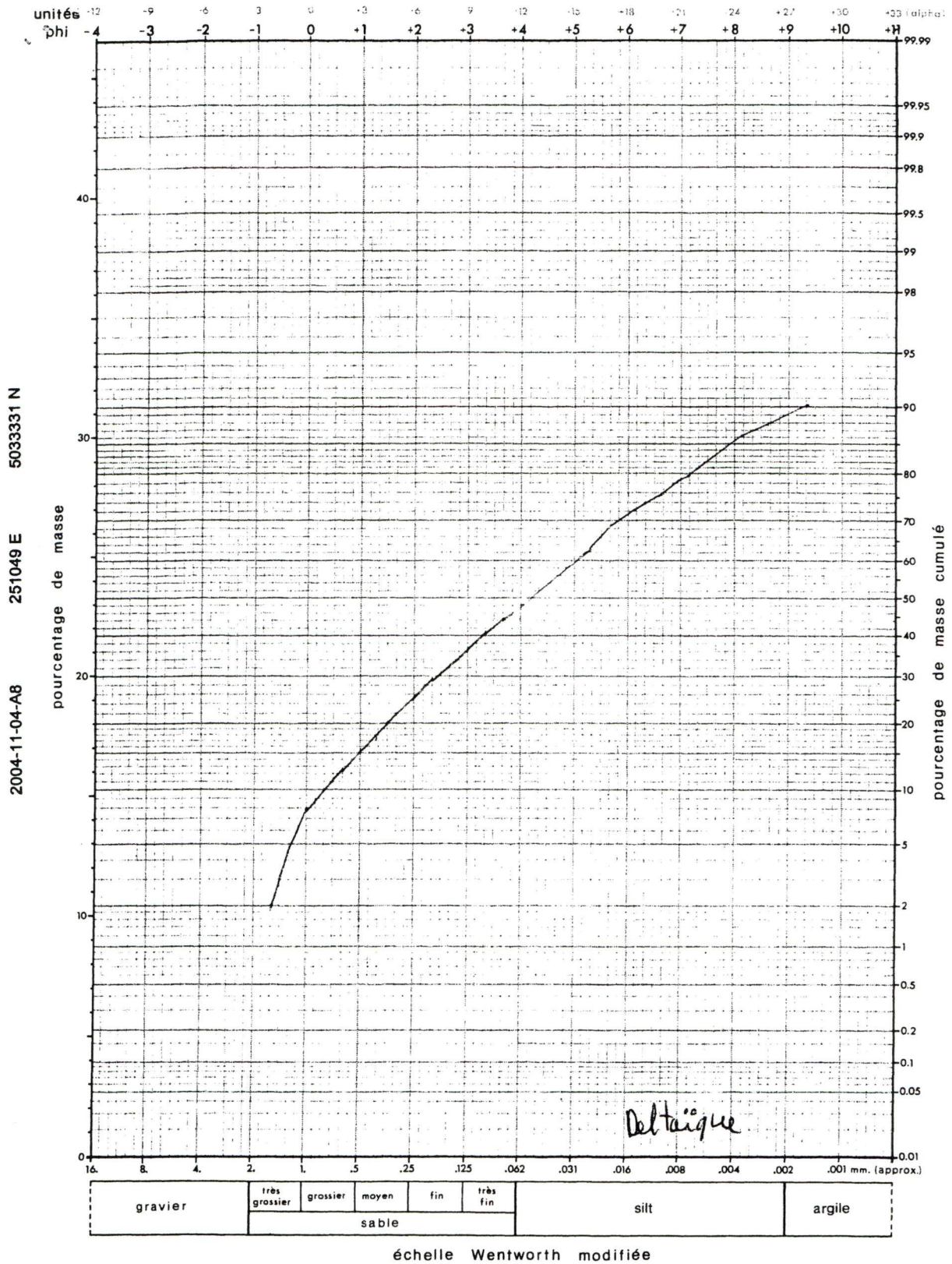


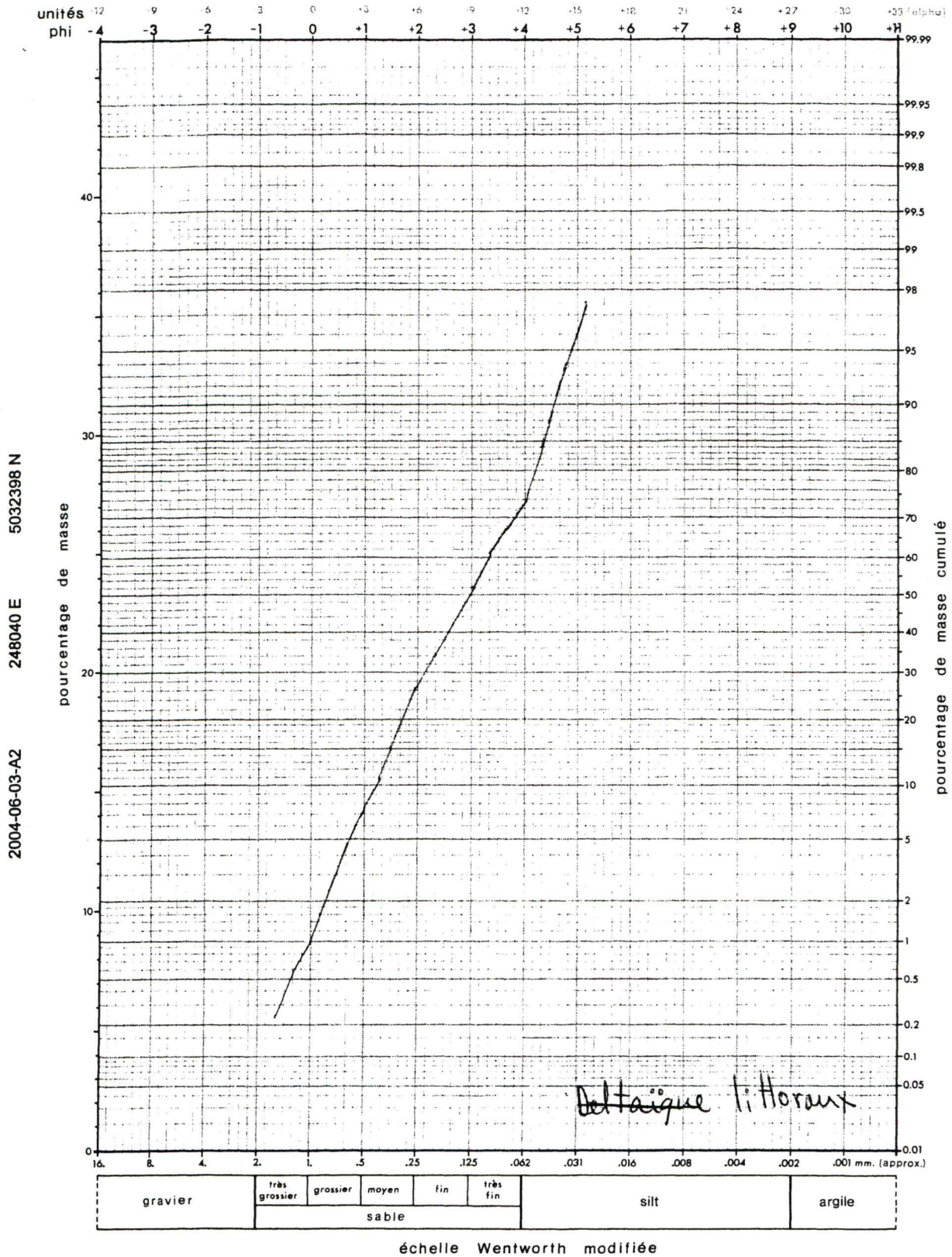


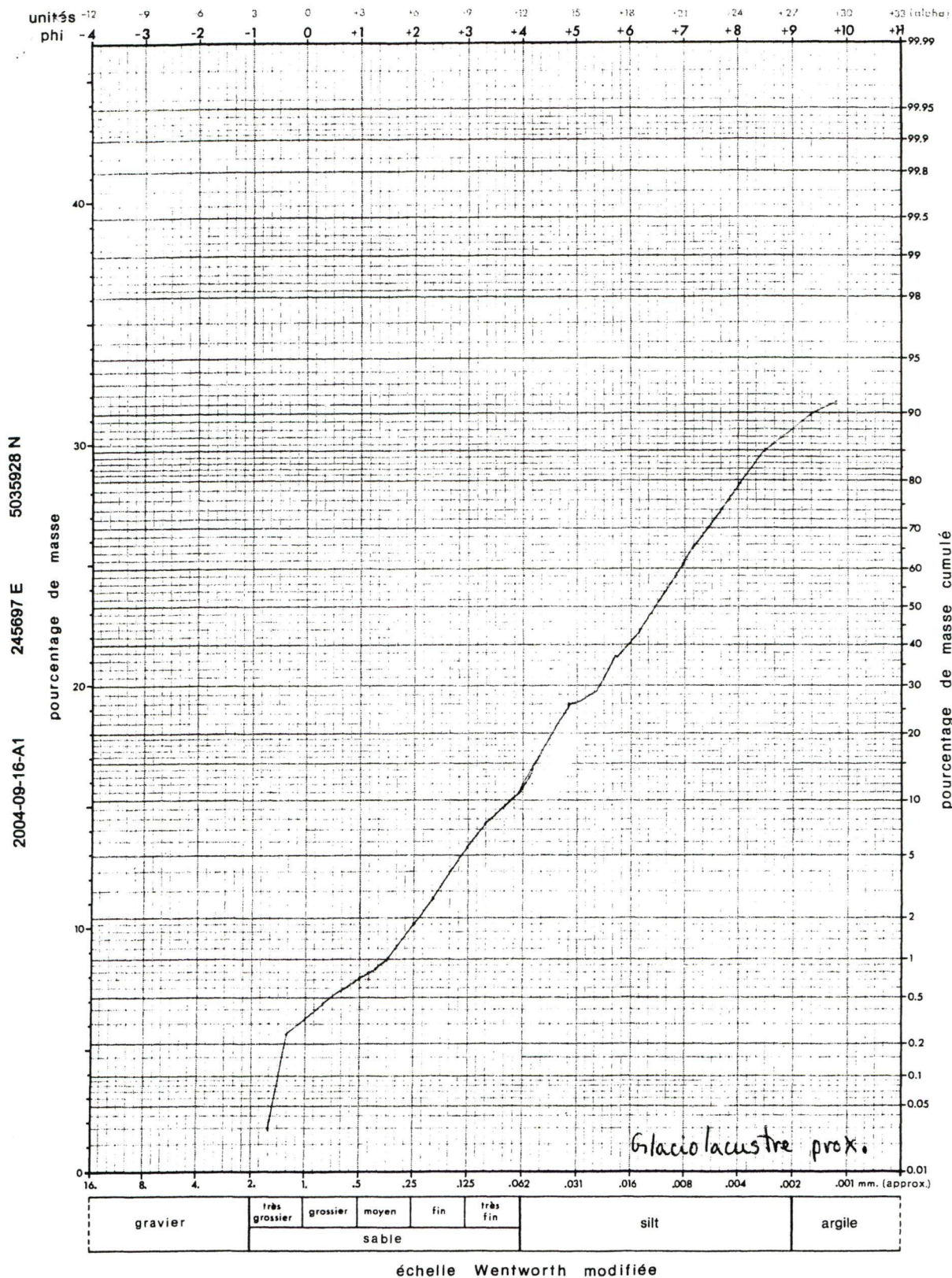


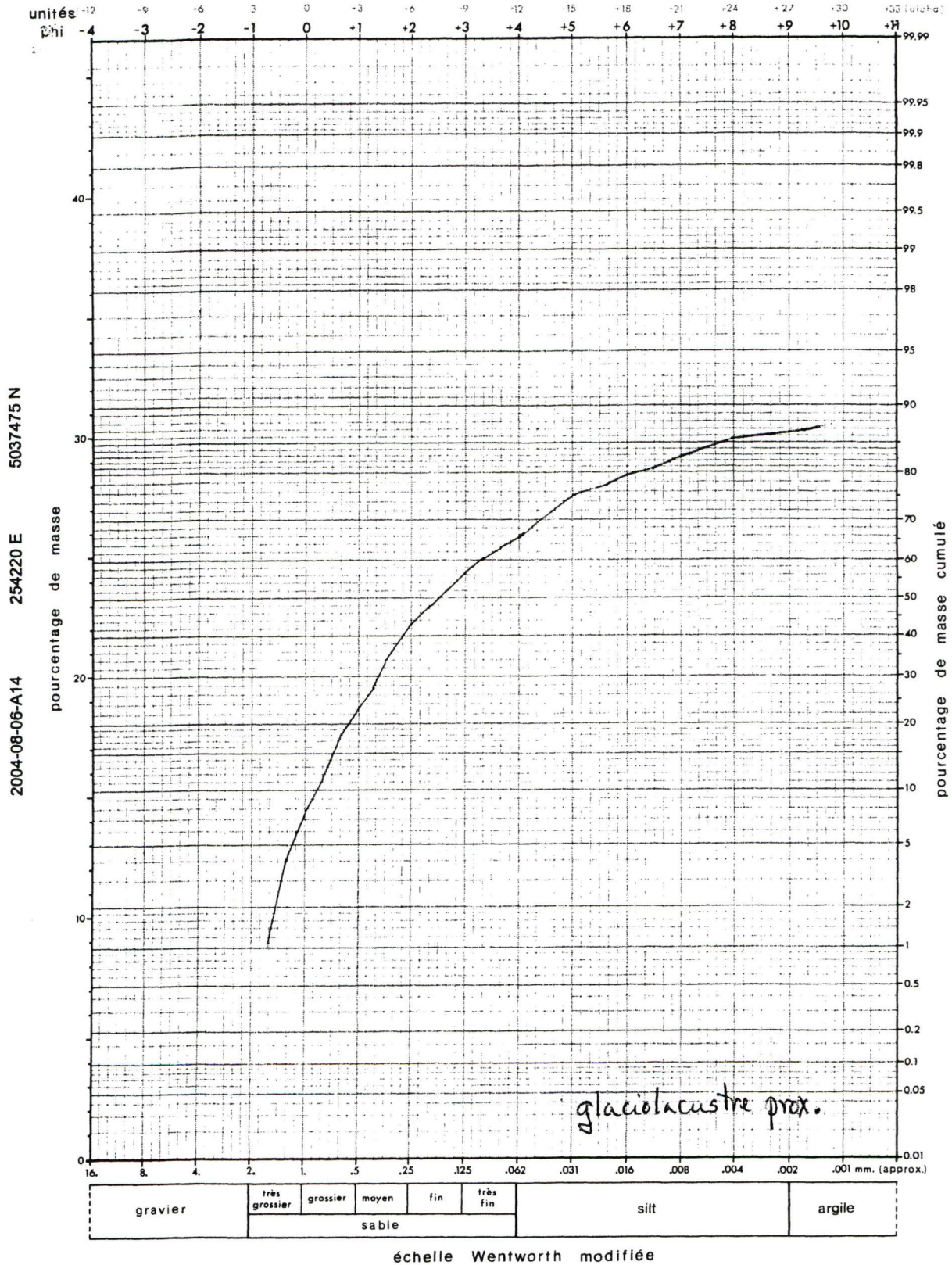


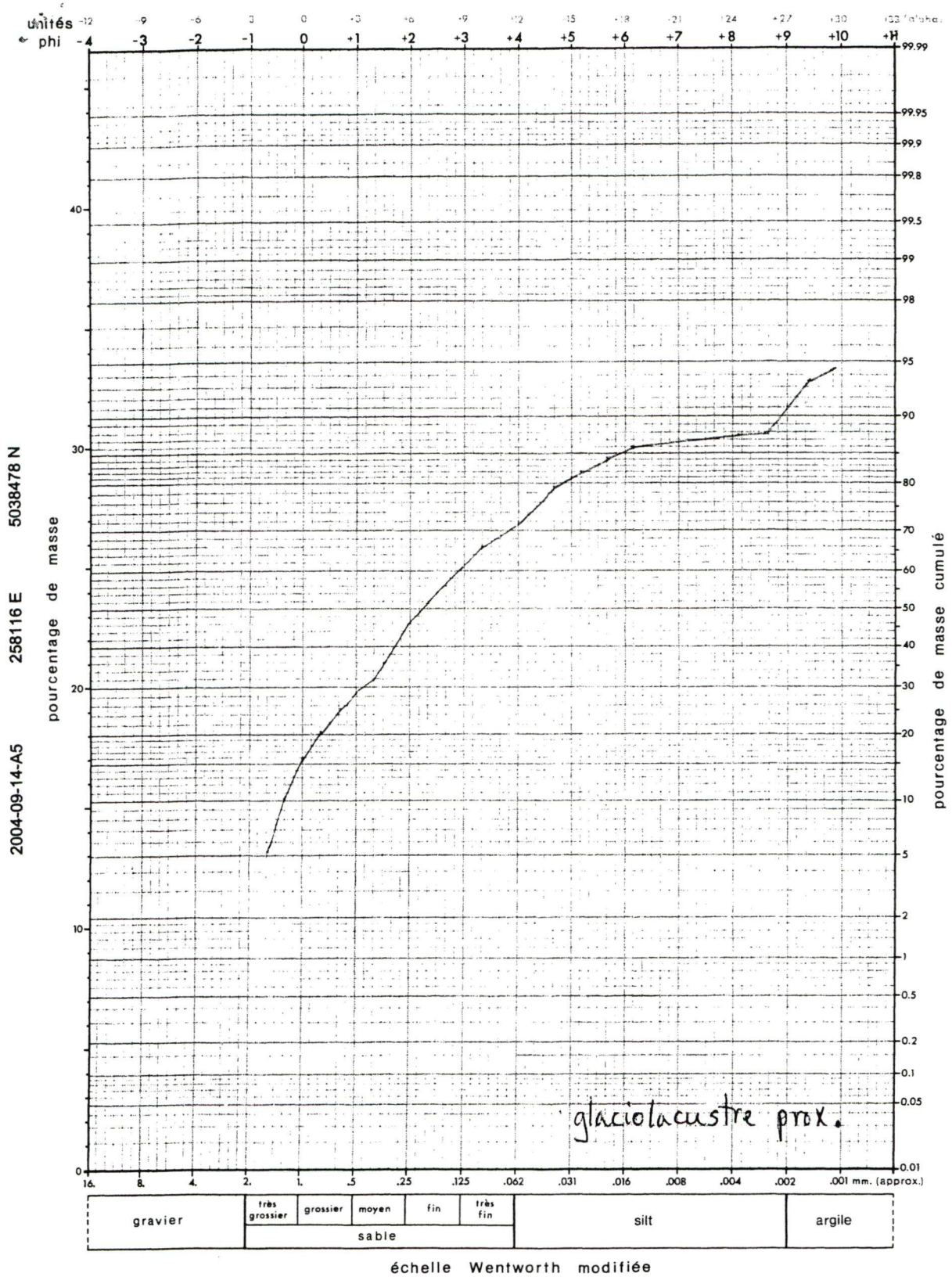


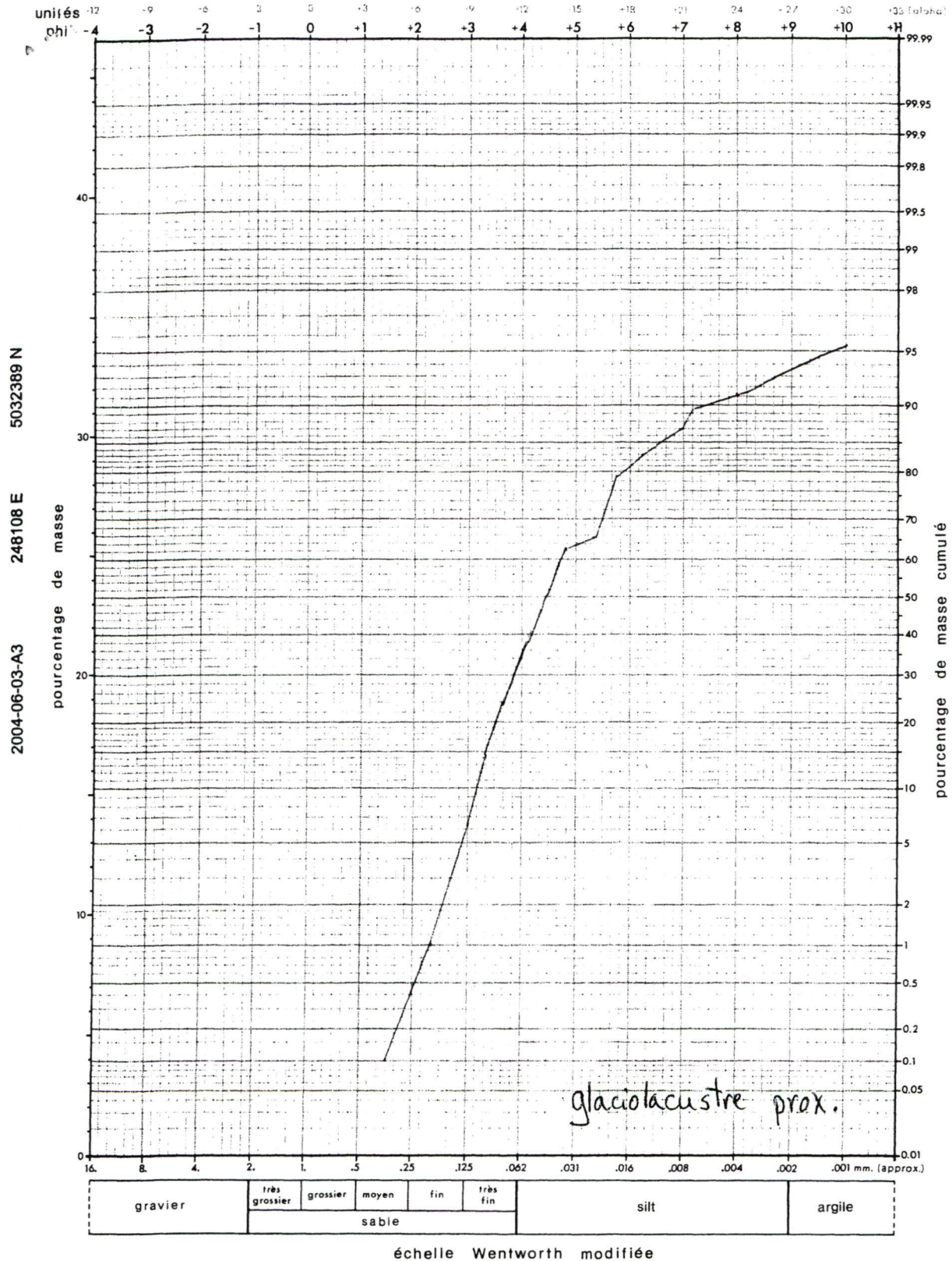


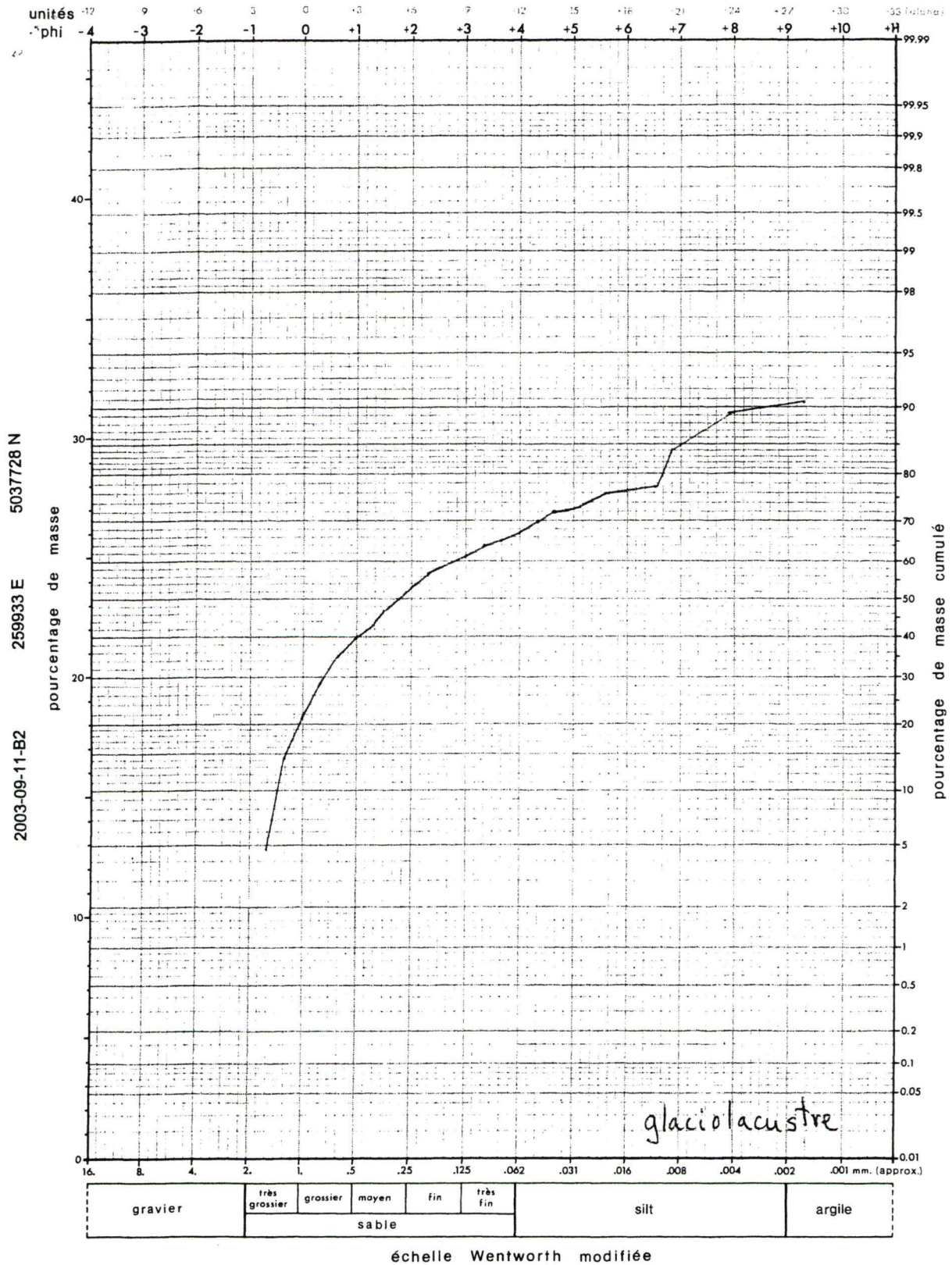


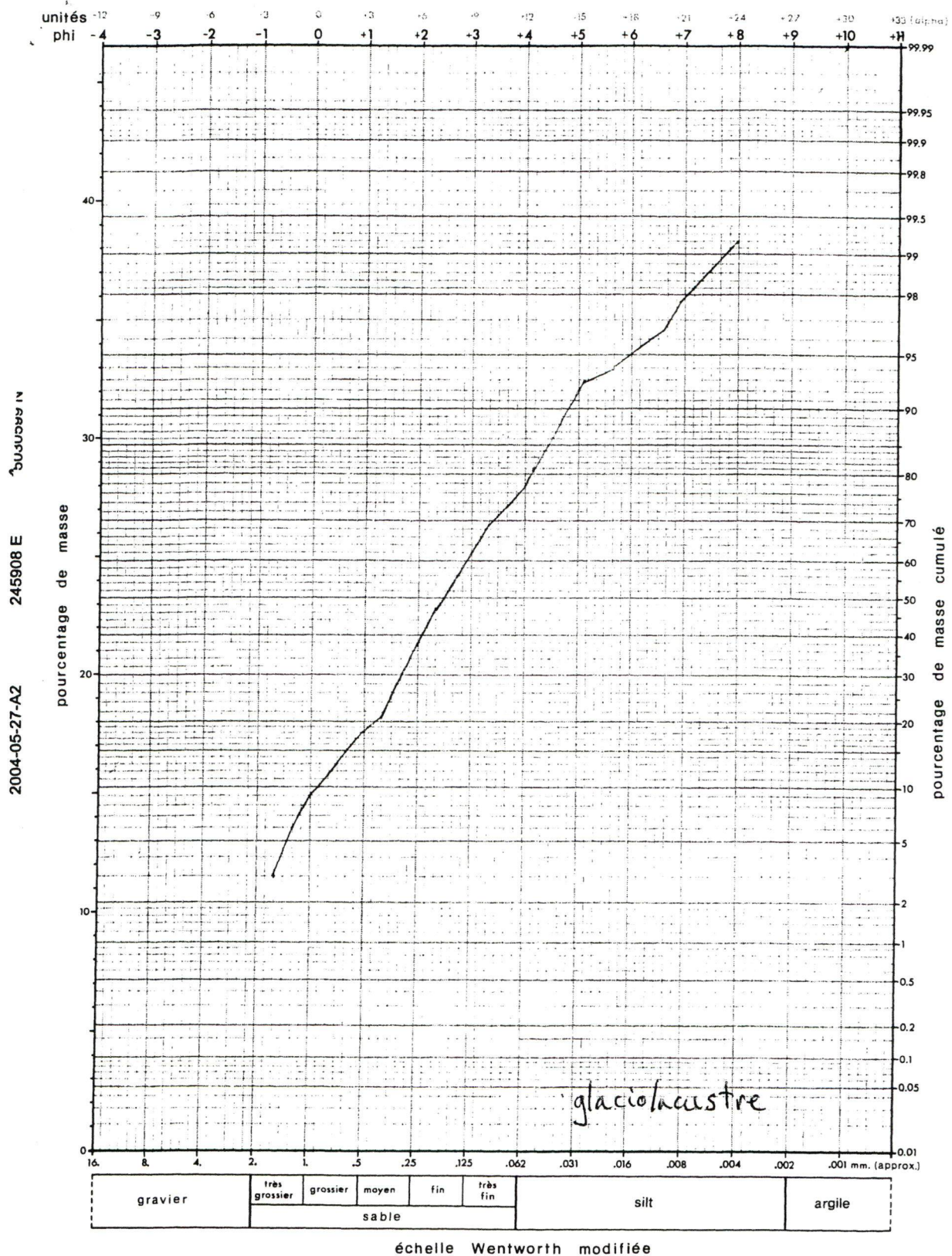


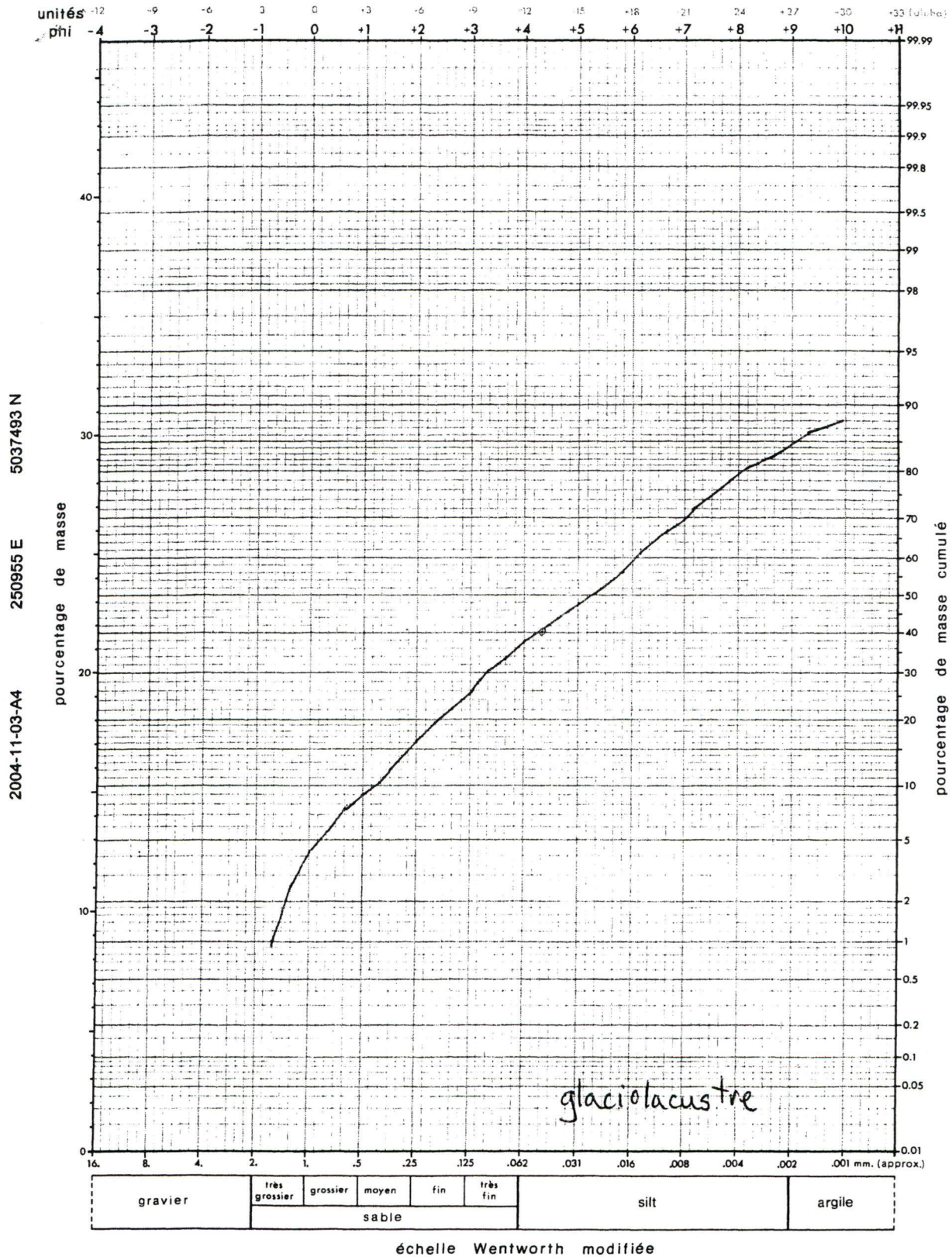


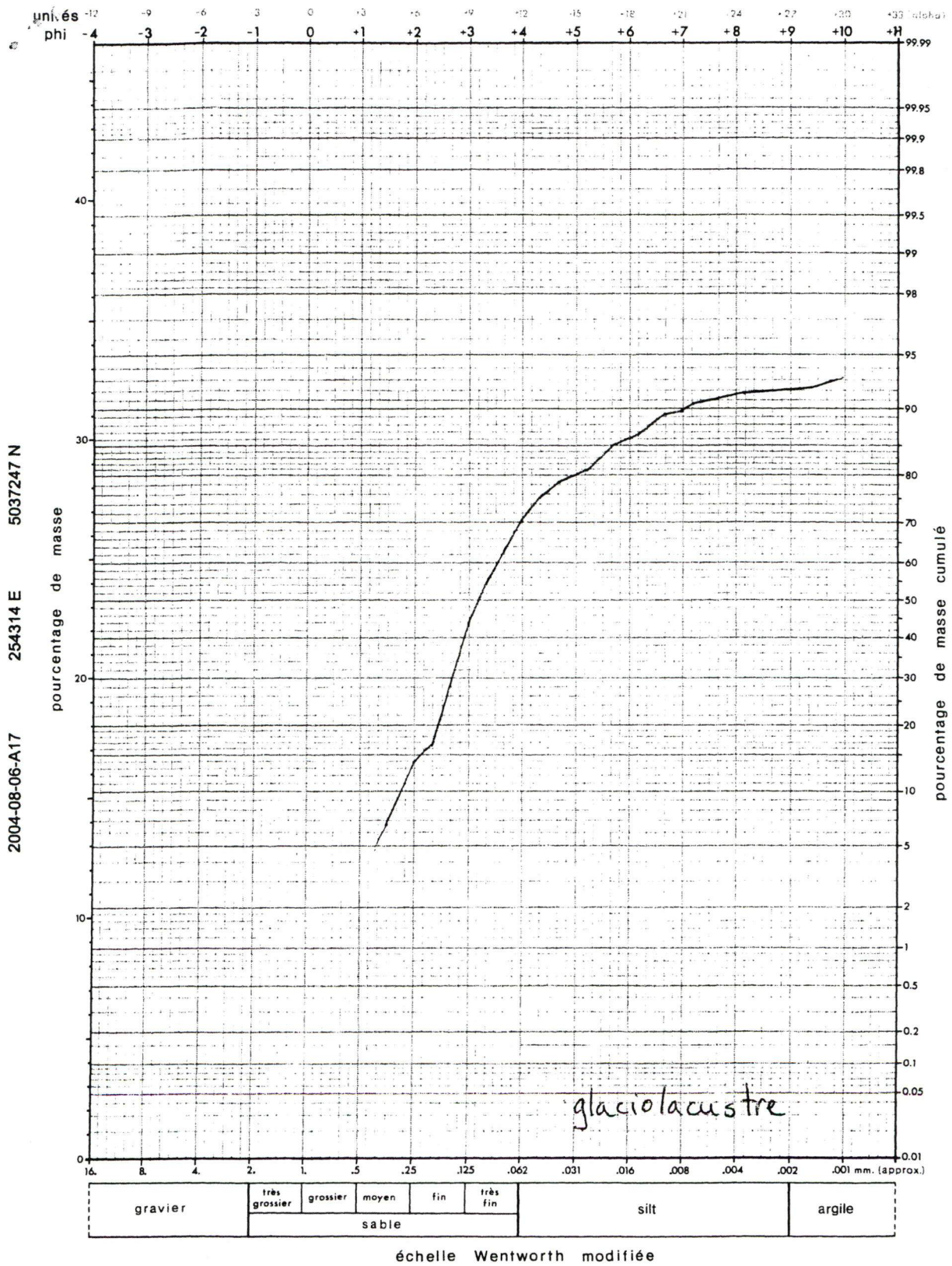


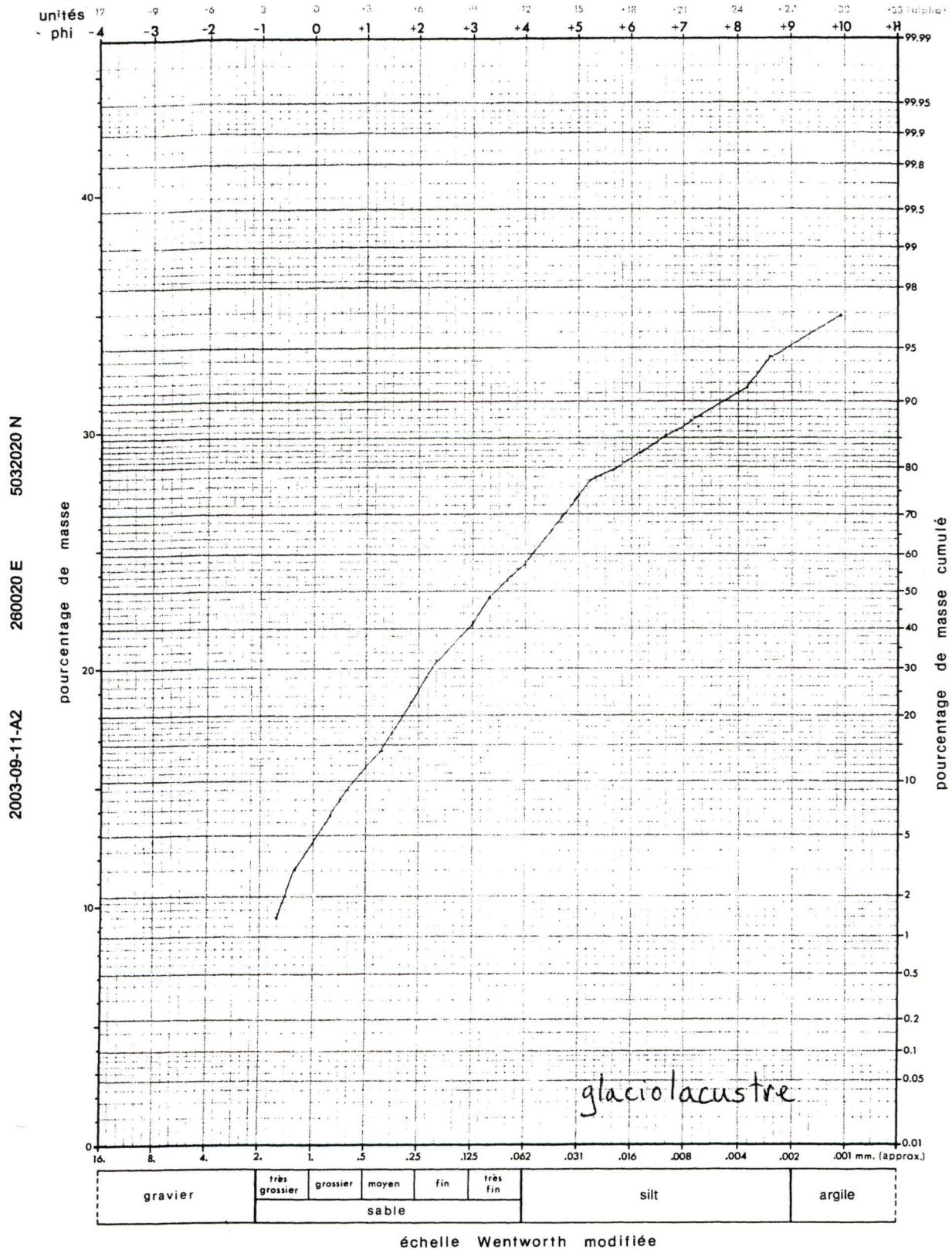


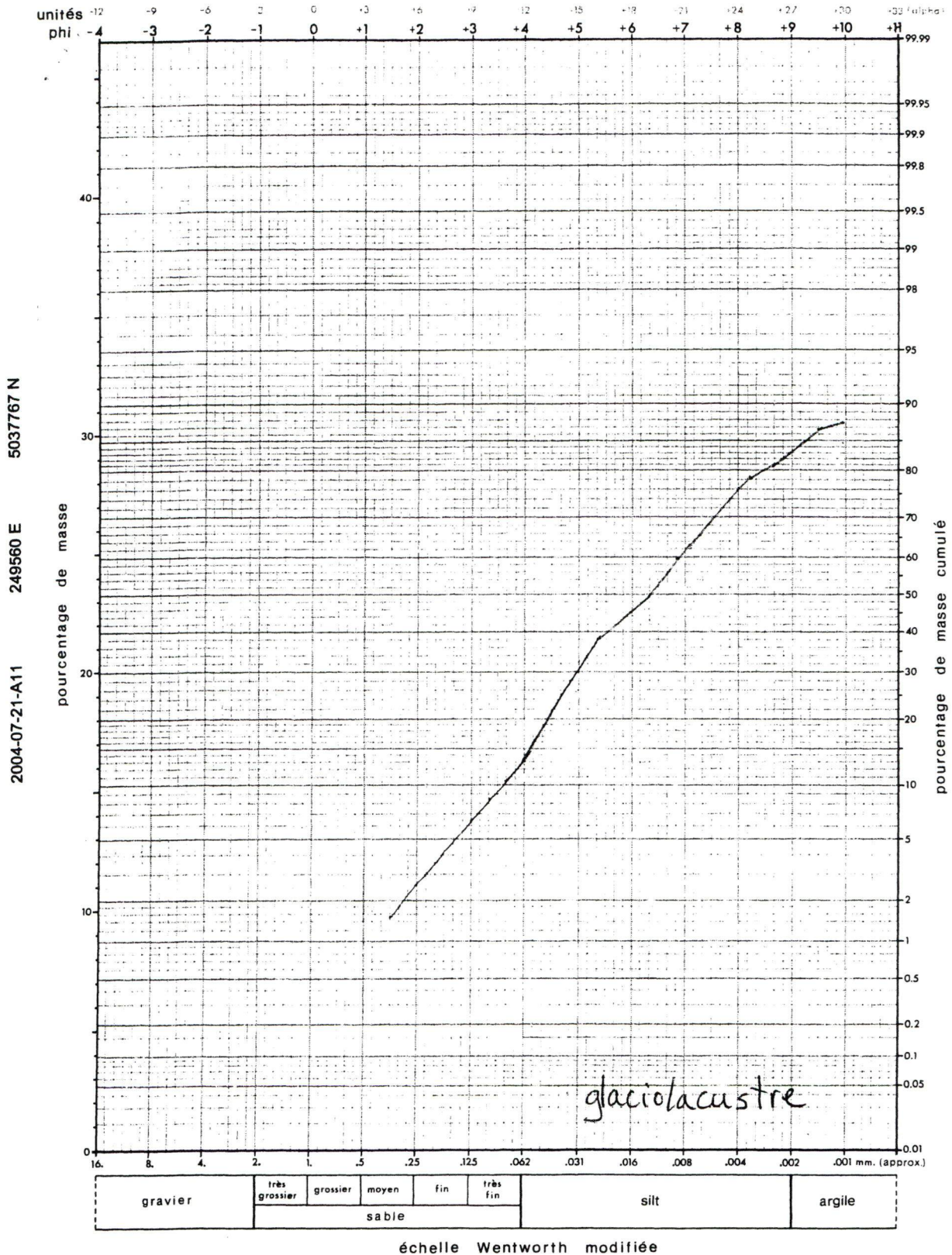


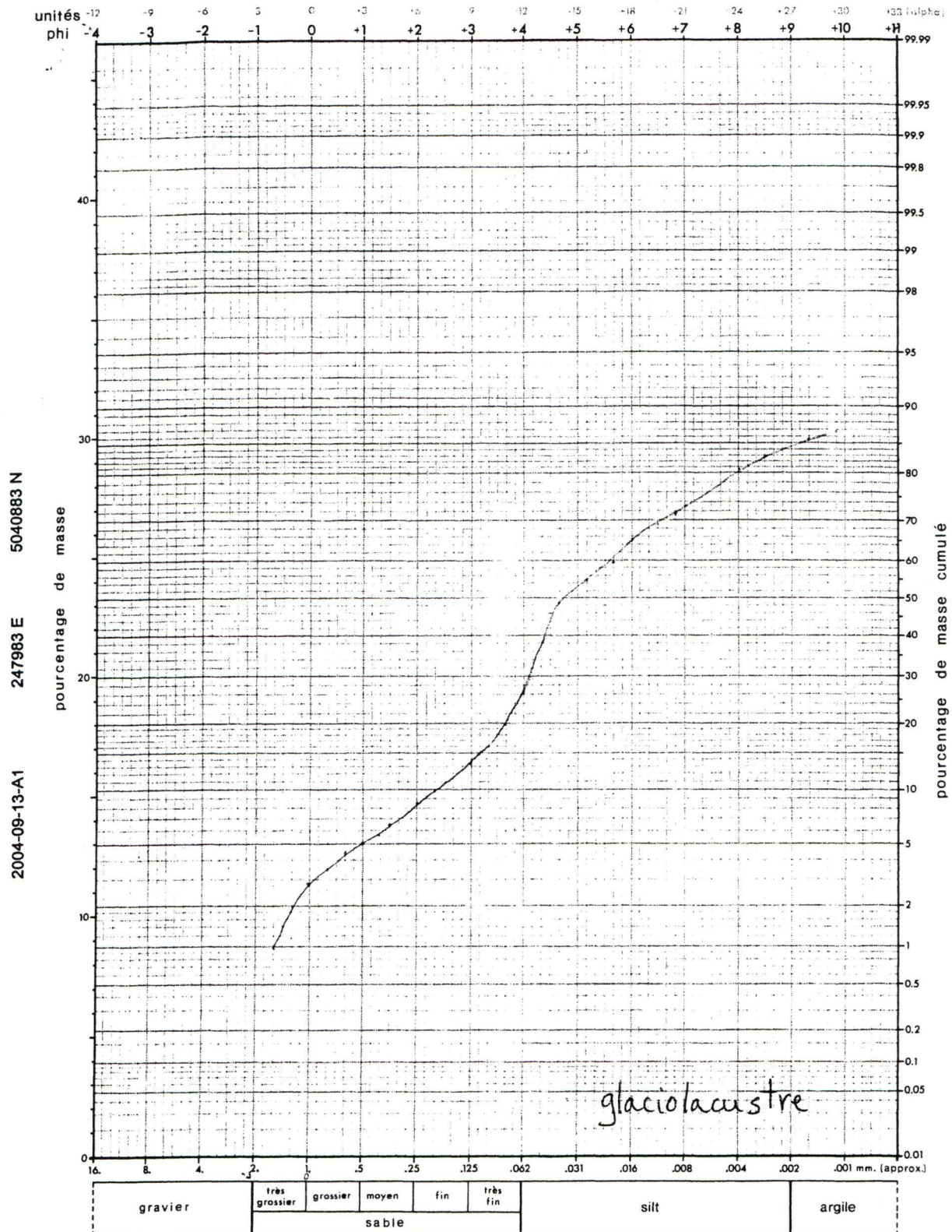


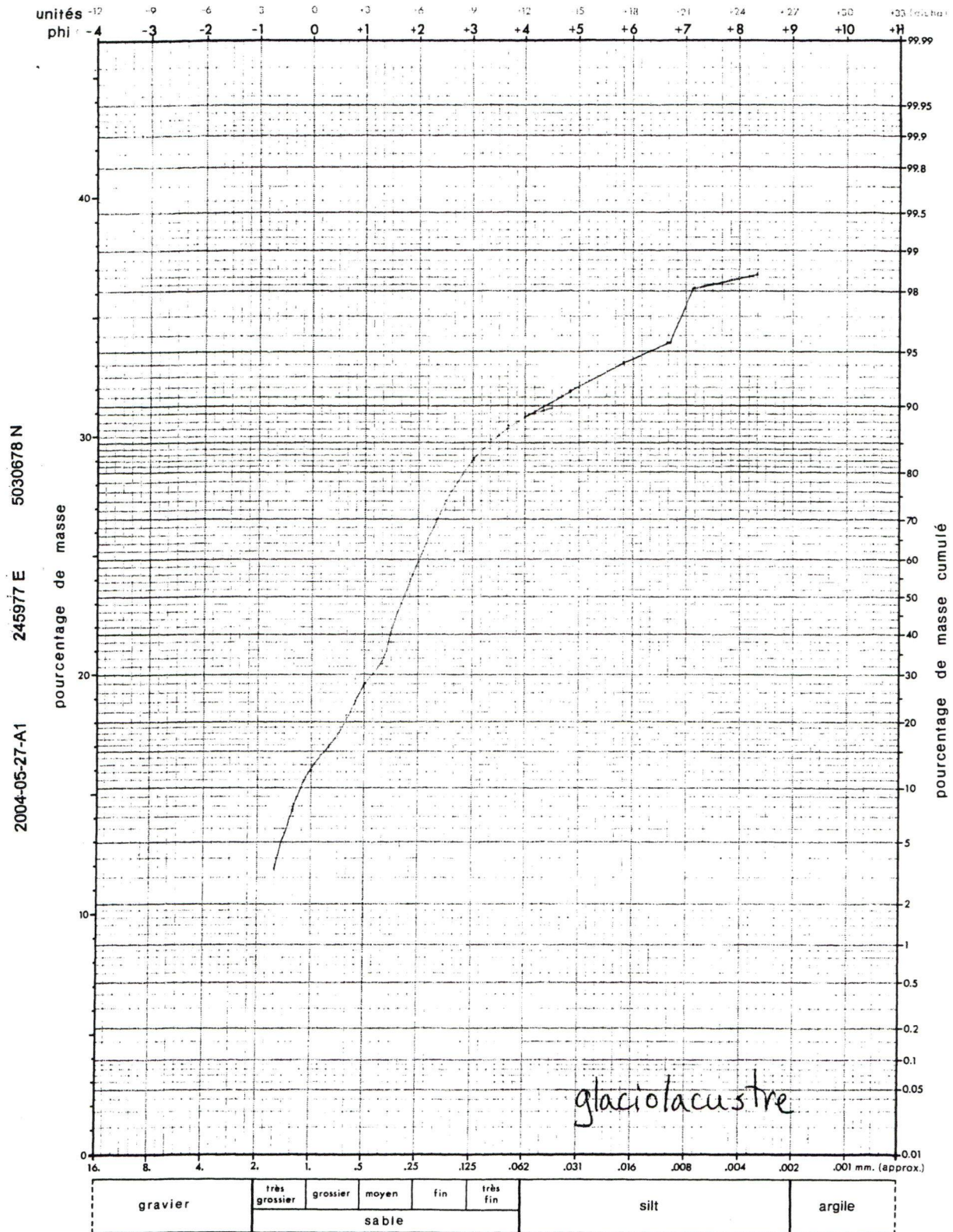






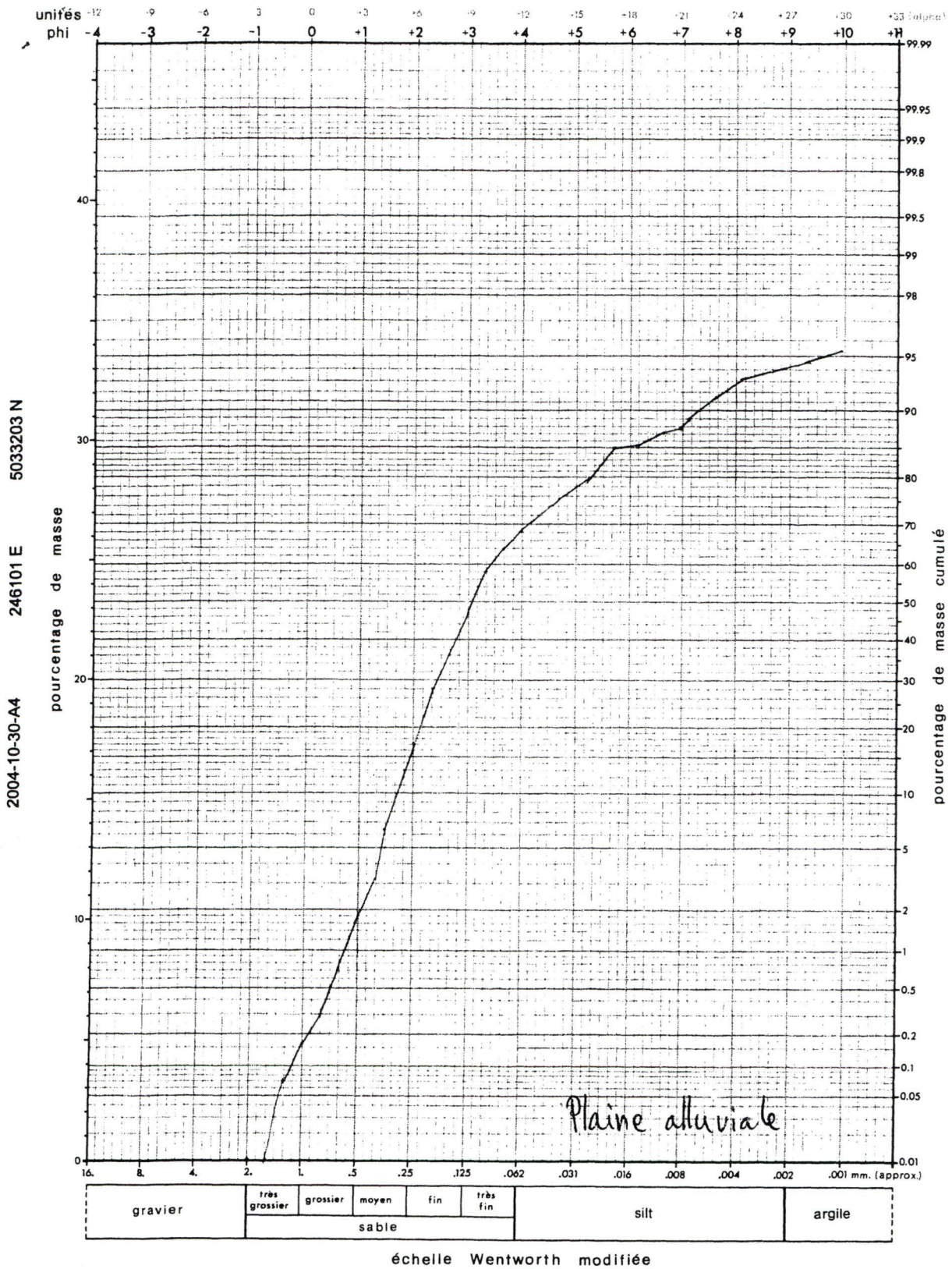


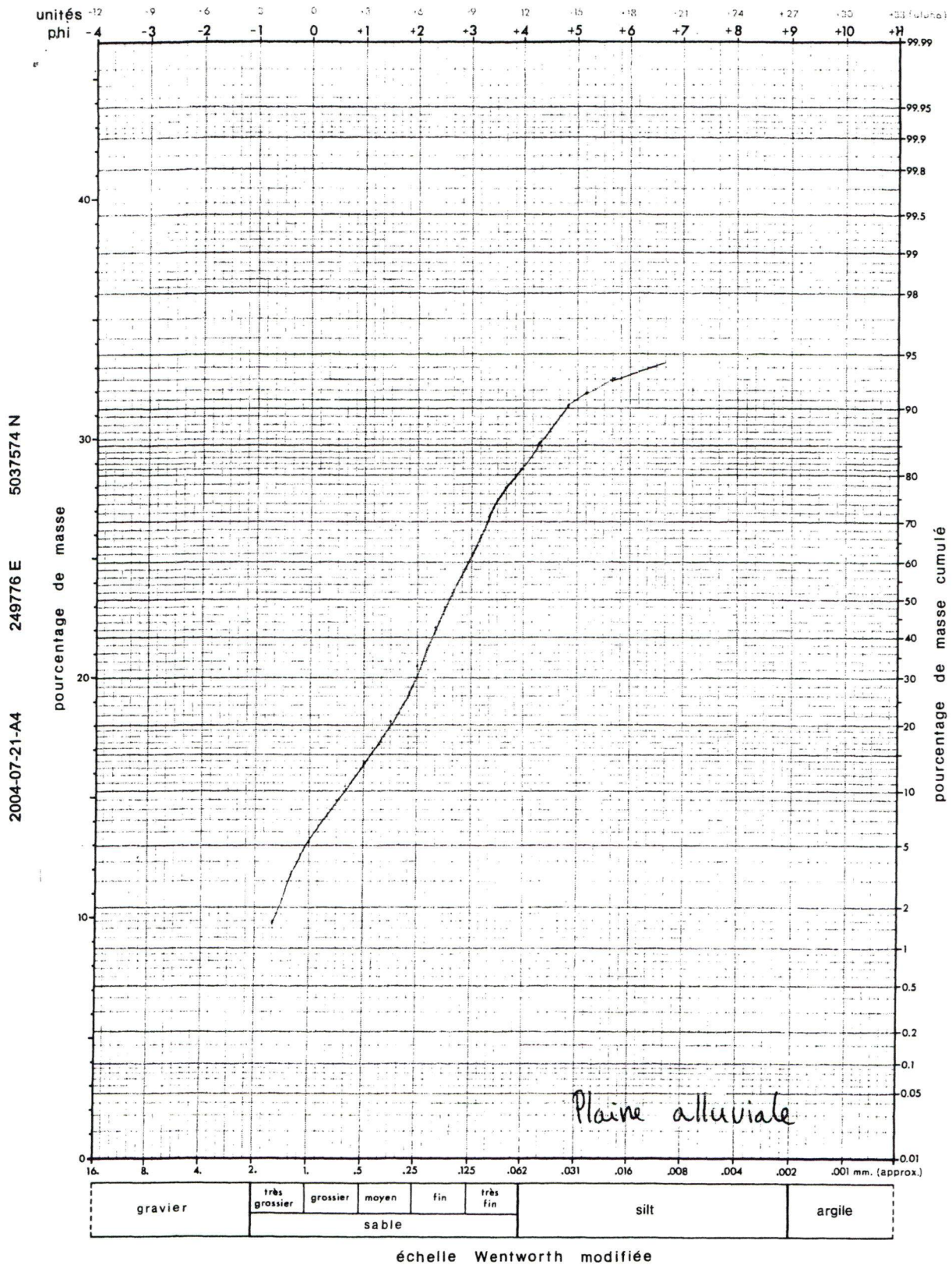


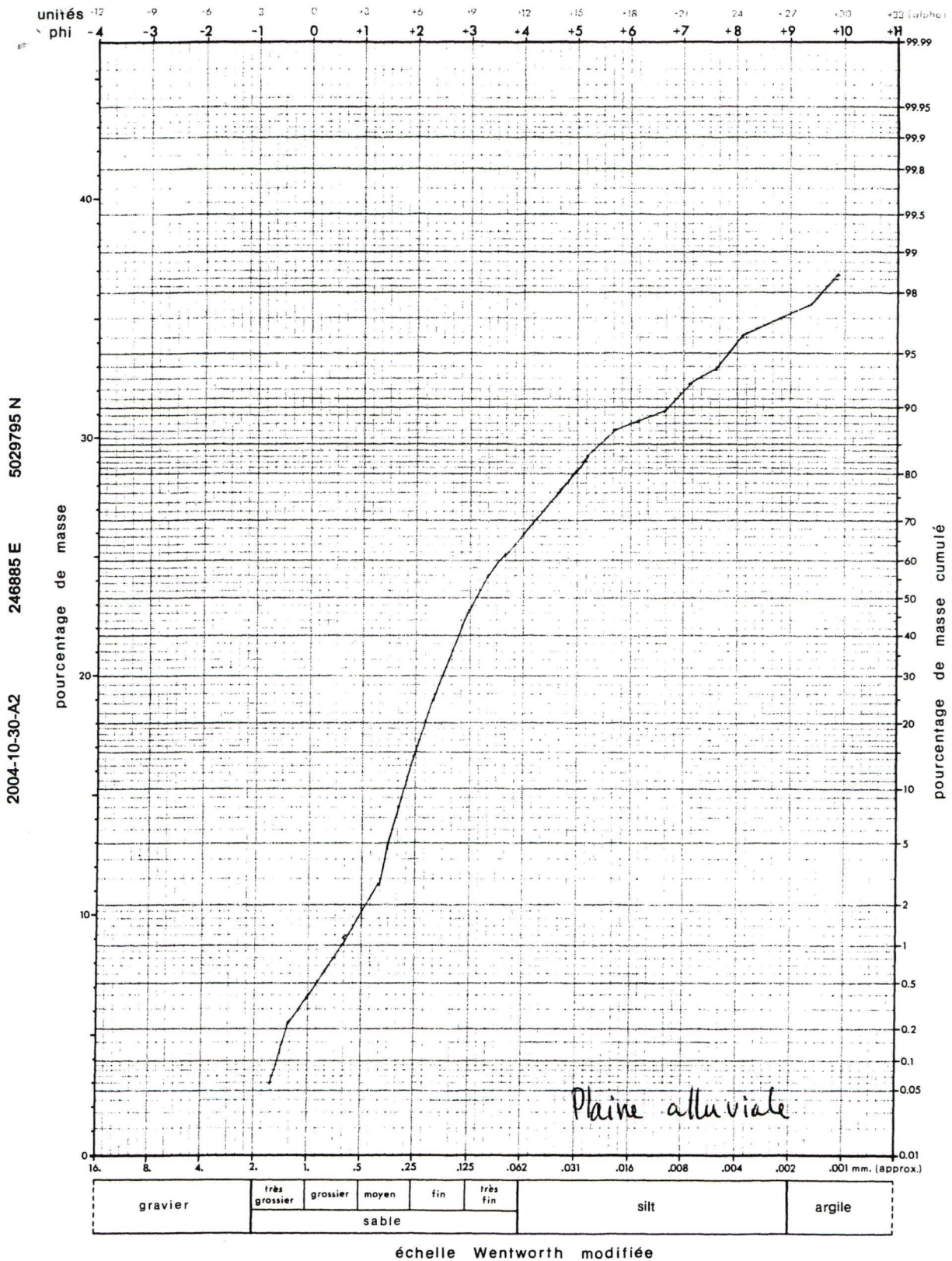


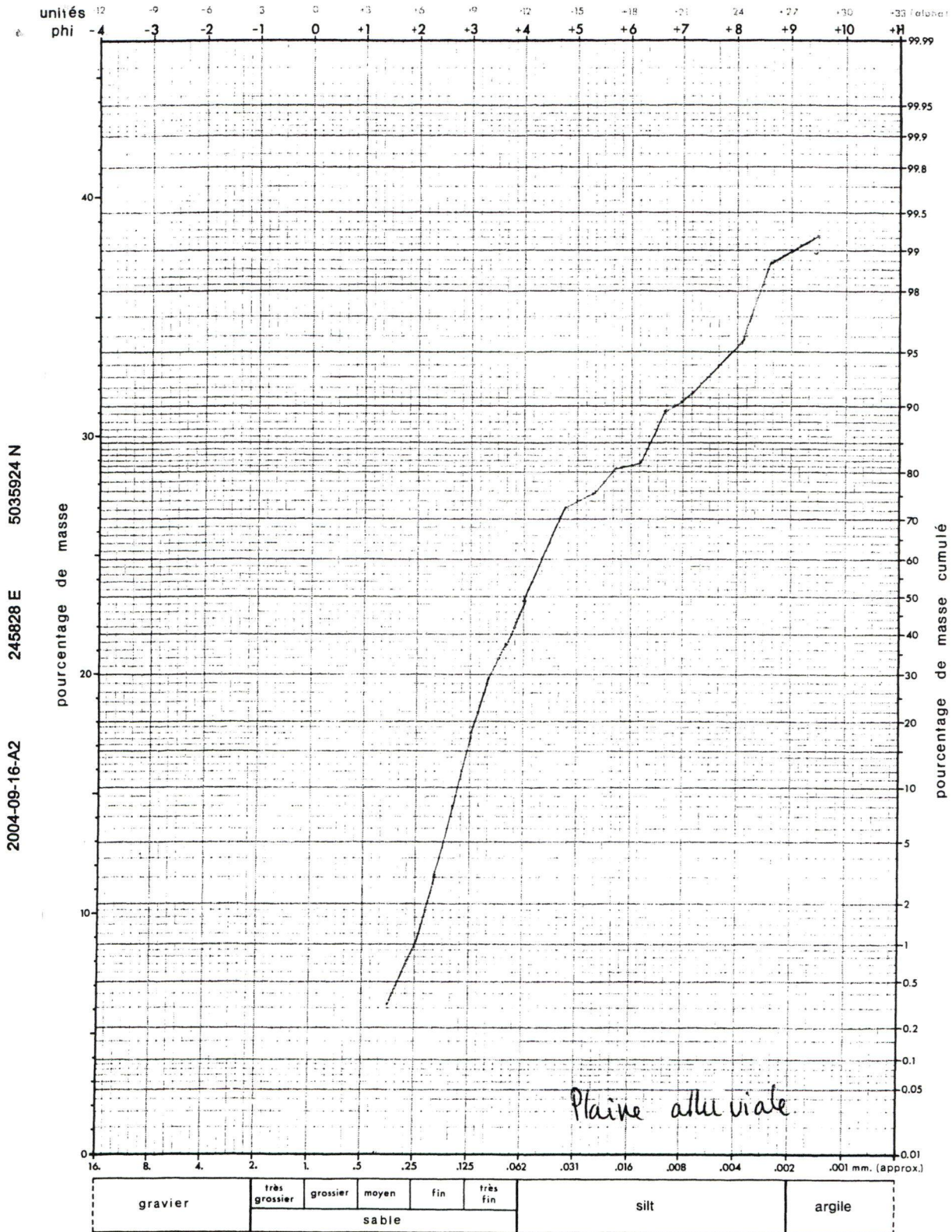
2004-05-27-A1

échelle Wentworth modifiée



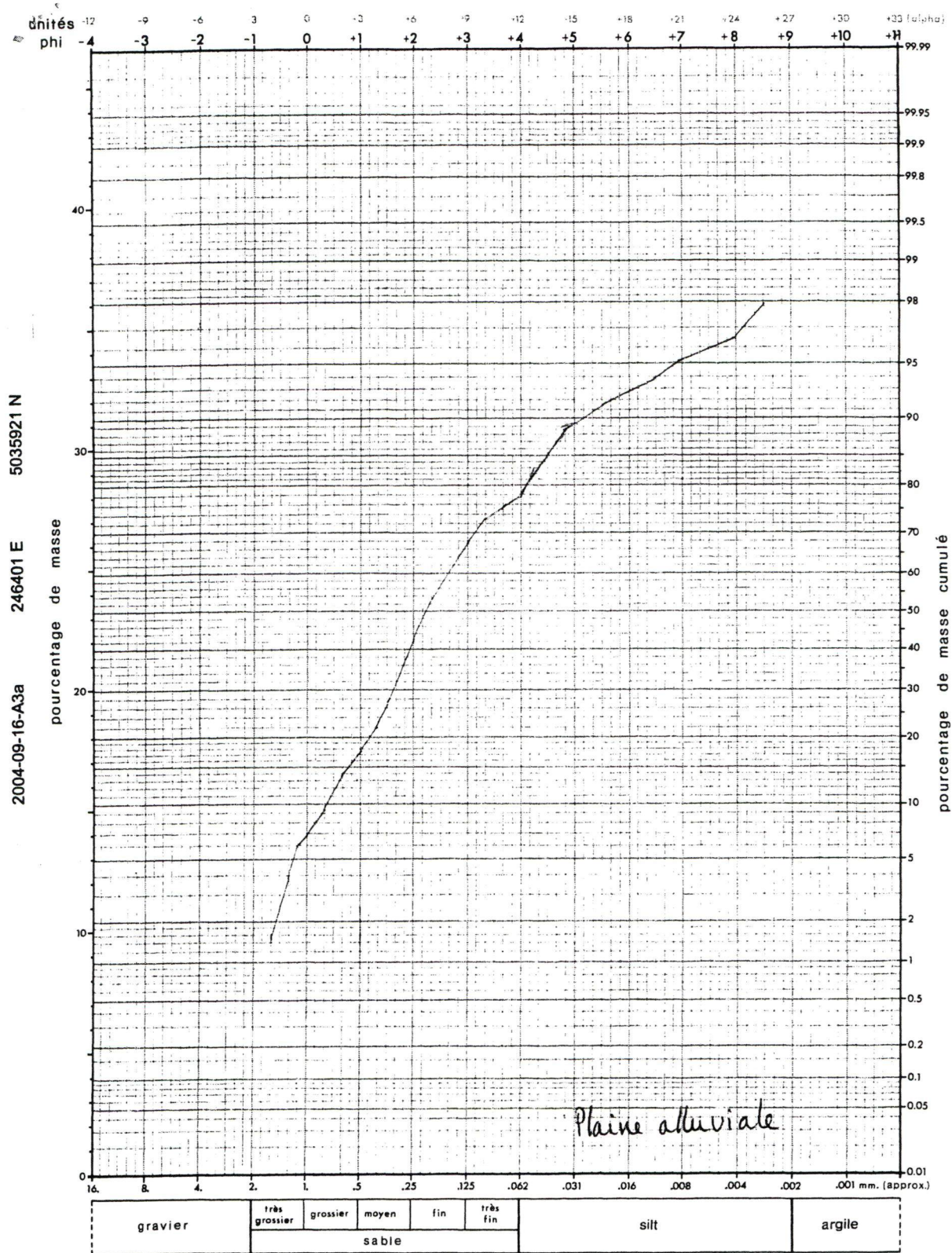




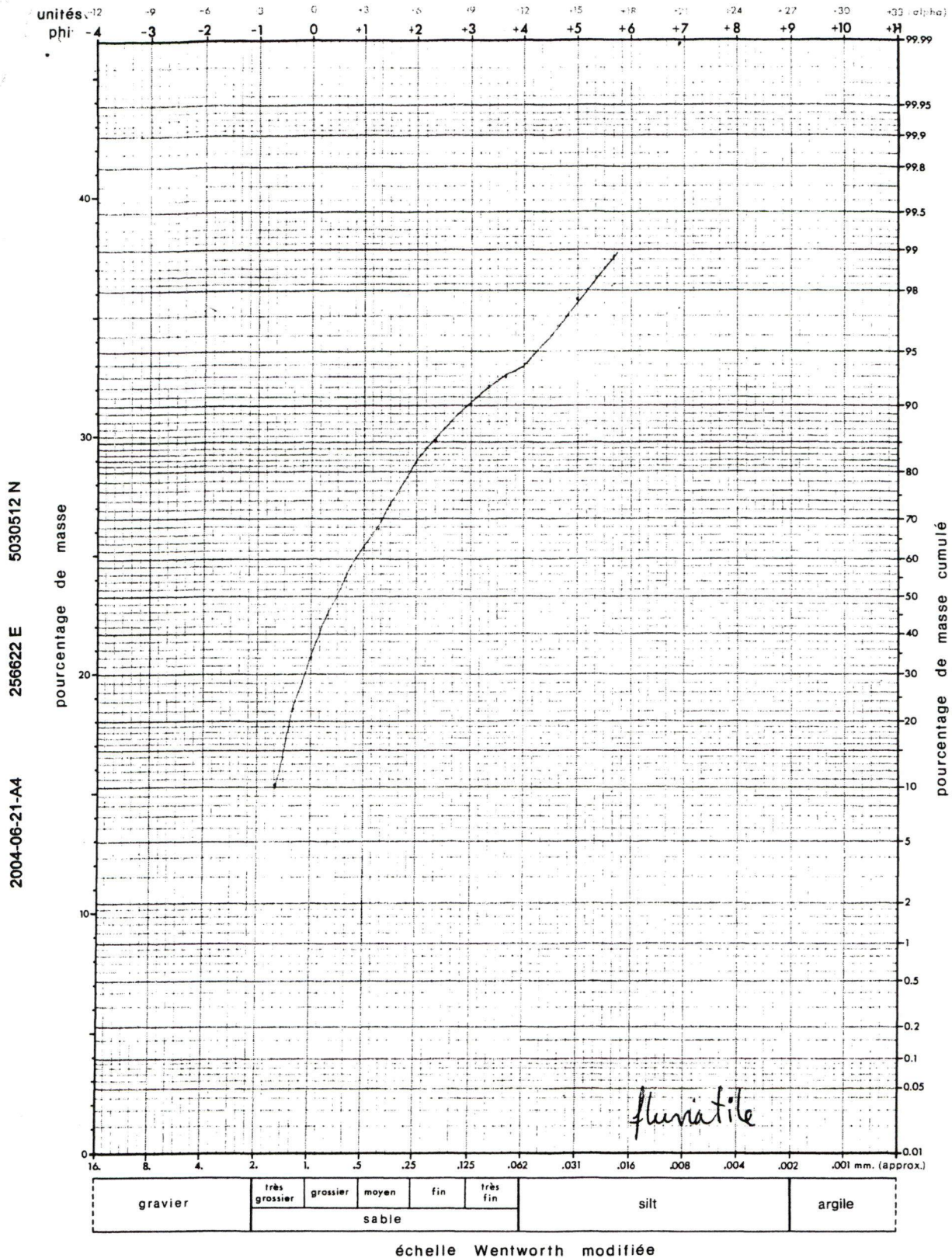


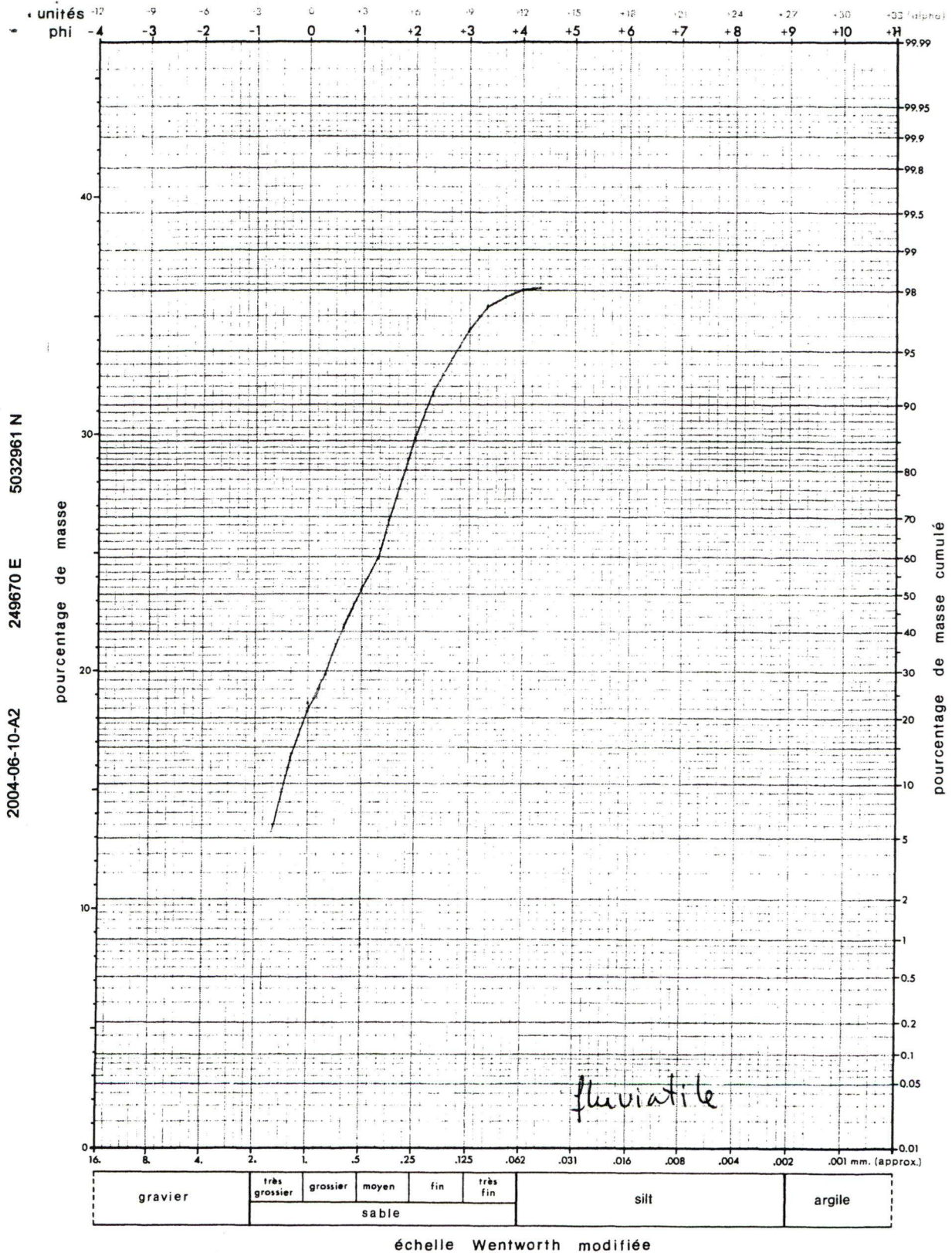
échelle Wentworth modifiée

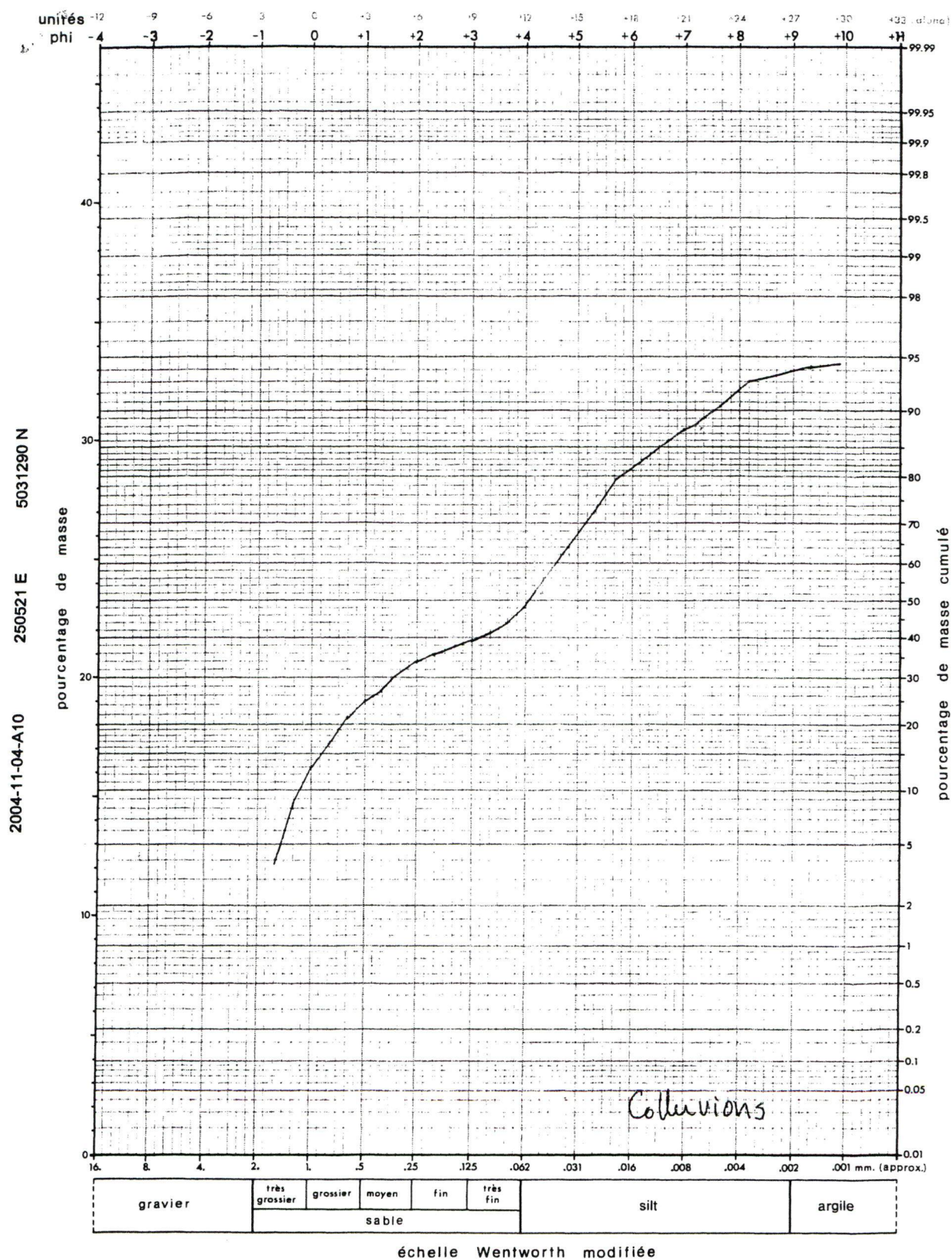
2004-09-16-A1



échelle Wentworth modifiée







Annexe 3 : Résultats des analyses en laboratoire

A) Paramètres granulométriques

| Échantillon | x | y | Dépôt | Mz | (moyenne) | Si | (triage) | Ski | (Coefficient d'asymétrie) | Kg | (Forme de la courbe) | Mg | (médiane) |
|----------------|--------|---------|-------------------|------|----------------|------|---------------|-------|---------------------------|------|----------------------|------|----------------|
| 2003-07-08-1 | 250562 | 5036538 | till | 5,06 | silt | 3,14 | très mal trié | 0,04 | symétrie | 0,85 | platycurtique | 4,95 | silt |
| 2003-09-10-A1 | 260624 | 5031713 | till | 4,12 | silt | 3,01 | très mal trié | 0,09 | symétrie | 0,87 | platycurtique | 4,00 | silt |
| 2003-09-10-A5 | 259311 | 5031723 | till | 3,47 | sable fin | 2,53 | Très mal trié | 0,05 | symétrie | 0,95 | normal | 3,50 | sable fin |
| 2003-09-11-A2 | 260020 | 5032020 | glaciolacustre | 3,74 | sable fin | 2,58 | très mal trié | 0,23 | asy vs les fines | 1,28 | lepto | 3,40 | sable fin |
| 2003-09-11-A3 | 260011 | 5032069 | till | 2,75 | sable fin | 2,40 | très mal trié | 0,20 | asy vs les fines | 1,06 | normal | 2,55 | sable fin |
| 2003-09-12-A1a | 258124 | 5037983 | juxtaglaciaire | 2,76 | sable fin | 0,95 | triage moyen | 0,26 | asy vs les fines | 1,37 | lepto | 2,67 | sable fin |
| 2003-09-12-A1b | 258124 | 5037983 | juxtaglaciaire | 0,33 | sable grossier | 0,89 | triage moyen | 0,30 | forte asy vs les fines | 0,97 | normal | 0,20 | sable grossier |
| 2003-09-15-A4 | 248008 | 5041283 | till | 4,48 | silt | 2,97 | très mal trié | 0,03 | symétrie | 0,95 | normal | 4,50 | silt |
| 2003-09-17-B1 | 259916 | 5039672 | till | 4,33 | silt | 3,15 | très mal trié | 0,14 | asy vs les fines | 1,03 | normal | 4,15 | silt |
| 2003-10-11-A3 | 255558 | 5032595 | till | 2,85 | sable fin | 2,63 | très mal trié | 0,17 | asy vs les fines | 0,92 | normal | 2,67 | sable fin |
| 2003-10-11-B4 | 255316 | 5032892 | till | 3,41 | sable fin | 3,18 | Très mal trié | 0,20 | asy vs les fines | 1,03 | normal | 3,20 | sable fin |
| 2003-10-12-A1 | 254930 | 5033440 | till | 3,90 | sable fin | 3,37 | très mal trié | 0,04 | symétrie | 0,87 | platycurtique | 4,10 | silt |
| 2003-10-16-B1 | 255508 | 5031705 | till | 4,00 | silt | 3,40 | très mal trié | 0,02 | symétrie | 0,78 | platycurtique | 4,20 | silt |
| 2003-10-20-B1 | 252059 | 5033168 | till | 4,85 | silt | 2,97 | très mal trié | -0,07 | symétrie | 0,94 | normal | 5,00 | silt |
| 2003-10-20-B2 | 252076 | 5033097 | till | 3,63 | sable fin | 3,08 | très mal trié | 0,15 | asy vs les fines | 0,88 | platycurtique | 3,40 | sable fin |
| 2003-11-07-B1 | 254971 | 5032817 | altérite | 1,18 | sable moyen | 1,45 | Mal trié | 0,28 | asy vs les fines | 1,08 | normal | 1,00 | sable moyen |
| 2004-05-13-A3 | 252142 | 5029666 | till | 4,85 | silt | 3,30 | très mal trié | 0,11 | asy vs les fines | 0,97 | normal | 4,55 | silt |
| 2004-05-15-A1 | 255787 | 5031799 | till | 2,12 | sable fin | 2,77 | très mal trié | 0,48 | forte asy vs les fines | 1,15 | lepto | 1,35 | sable moyen |
| 2004-05-27-A1 | 245977 | 5030678 | glaciolacustre | 1,73 | sable moyen | 1,74 | mal trié | 0,19 | asy vs les fines | 1,65 | lepto | 1,70 | sable moyen |
| 2004-05-27-A2 | 245908 | 5030599 | glaciolacustre | 2,54 | sable fin | 1,86 | mal trié | 0,06 | symétrie | 1,13 | lepto | 2,50 | sable fin |
| 2004-05-27-A3 | 245842 | 5030599 | till | 6,12 | silt | 3,40 | très mal trié | -0,12 | asy vs les grossieres | 0,82 | platycurtique | 6,25 | silt |
| 2004-06-03-A2 | 248040 | 5032398 | deltaïque | 2,93 | sable fin | 1,34 | mal trié | -0,08 | symétrie | 0,80 | platycurtique | 3,00 | sable fin |
| 2004-06-03-A3 | 248108 | 5032389 | Glaciolacustre pr | 4,73 | silt | 1,80 | mal trié | 0,41 | forte asy vs les fines | 1,43 | lepto | 4,45 | silt |
| 2004-06-10-A2 | 249670 | 5032961 | fluvatile | 0,90 | sable grossier | 1,07 | mal trié | -0,01 | symétrie | 0,96 | normal | 0,95 | sable grossier |
| 2004-06-21-A3 | 256588 | 5030348 | till | 4,69 | silt | 3,42 | très mal trié | 0,02 | symétrie | 0,85 | platycurtique | 4,67 | silt |
| 2004-06-21-A4 | 256622 | 5030512 | fluvatile | 0,72 | sable grossier | 1,41 | mal trié | 0,38 | forte asy vs les fines | 1,12 | lepto | 0,50 | sable grossier |
| 2004-06-21-A5c | 256623 | 5030653 | deltaïque | 2,06 | sable fin | 1,61 | mal trié | 0,17 | asy vs les fines | 0,92 | normal | 1,85 | sable moyen |
| 2004-06-21-A5d | 256623 | 5030653 | deltaïque | 2,48 | sable fin | 0,72 | triage moyen | 0,24 | asy vs les fines | 1,05 | normal | 2,40 | sable fin |
| 2004-06-26-A4 | 256691 | 5030912 | juxtaglaciaire | 0,63 | sable grossier | 1,41 | mal trié | 0,43 | forte asy vs les fines | 1,16 | lepto | 0,40 | sable grossier |

| | | | | | | | | | | | | | |
|----------------|--------|---------|-------------------|------|----------------|------|---------------|-------|------------------------|------|---------------|------|----------------|
| 2004-06-26-A5 | 256660 | 5030867 | deltaïque | 1,62 | sable moyen | 1,25 | mal trié | 0,03 | symétrie | 1,34 | lepto | 1,68 | sable moyen |
| 2004-06-26-A9 | 258103 | 5031656 | till | 4,26 | silt | 3,41 | Très mal trié | 0,00 | symétrie | 0,86 | platycurtique | 4,50 | silt |
| 2004-07-07-A2 | 250004 | 5037345 | till | 5,15 | silt | 3,10 | très mal trié | 0,04 | symétrie | 0,90 | platycurtique | 5,00 | silt |
| 2004-07-12-A28 | 249302 | 5037190 | till | 4,79 | silt | 3,26 | très mal trié | 0,11 | asy vs les fines | 0,95 | normal | 4,55 | silt |
| 2004-07-18-A3 | 259667 | 5037525 | juxtaglacière | 0,63 | sable grossier | 1,37 | mal trié | 0,35 | forte asy vs les fines | 1,31 | lepto | 0,50 | sable grossier |
| 2004-07-18-A8 | 259514 | 5037997 | till | 4,02 | silt | 2,61 | très mal trié | -0,05 | symétrie | 0,92 | normal | 4,15 | silt |
| 2004-07-21-A11 | 249560 | 5037767 | glaciolacustre | 6,55 | silt | 2,44 | très mal trié | 0,10 | symétrie | 1,04 | normal | 6,33 | silt |
| 2004-07-21-A12 | 249556 | 5037822 | till | 4,35 | silt | 3,17 | très mal trié | 0,15 | asy vs les fines | 1,00 | normal | 4,05 | silt |
| 2004-07-21-A4 | 249776 | 5037574 | Plaine alluviale | 2,67 | sable fin | 1,78 | mal trié | 0,14 | asy vs les fines | 1,64 | lepto | 2,60 | sable fin |
| 2004-07-22-A26 | 251107 | 5037577 | till | 3,03 | sable fin | 2,71 | très mal trié | 0,30 | forte asy vs les fines | 0,95 | normal | 2,50 | sable fin |
| 2004-07-27-A4 | 251246 | 5037605 | deltaïque | 2,39 | sable fin | 2,22 | très mal trié | 0,30 | asy vs les fines | 0,81 | platycurtique | 2,00 | sable fin |
| 2004-08-06-A14 | 254220 | 5037475 | Glaciolacustre pr | 3,62 | sable fin | 3,37 | très mal trié | 0,46 | forte asy vs les fines | 1,10 | normal | 2,50 | sable fin |
| 2004-08-06-A15 | 254228 | 5037410 | till | 3,77 | sable fin | 2,62 | très mal trié | 0,00 | symétrie | 0,90 | platycurtique | 3,85 | sable fin |
| 2004-08-06-A17 | 254314 | 5037247 | glaciolacustre | 3,64 | sable fin | 2,17 | très mal trié | 0,50 | forte asy vs les fines | 2,03 | lepto | 3,17 | sable fin |
| 2004-09-13-A1 | 247983 | 5040883 | glaciolacustre | 5,36 | silt | 2,54 | très mal trié | 0,28 | asy vs les fines | 1,12 | lepto | 4,75 | silt |
| 2004-09-13-A3 | 249500 | 5041070 | till | 3,57 | sable fin | 2,79 | très mal trié | 0,01 | symétrie | 0,90 | platycurtique | 3,67 | sable fin |
| 2004-09-14-A4 | 258220 | 5038318 | till | 5,54 | silt | 3,41 | très mal trié | 0,04 | symétrie | 0,85 | platycurtique | 5,35 | silt |
| 2004-09-14-A5 | 258116 | 5038478 | Glaciolacustre pr | 2,65 | sable fin | 3,01 | Très mal trié | 0,35 | forte asy vs les fines | 1,17 | lepto | 2,20 | sable fin |
| 2004-09-16-A1 | 245697 | 5035928 | Glaciolacustre pr | 6,41 | silt | 2,08 | très mal trié | -0,05 | symétrie | 0,99 | normal | 6,50 | silt |
| 2004-09-16-A2 | 245828 | 5035924 | Plaine alluviale | 4,46 | silt | 1,65 | mal trié | 0,40 | forte asy vs les fines | 1,11 | normal | 4,05 | silt |
| 2004-09-16-A3a | 246401 | 5035921 | Plaine alluviale | 2,52 | sable fin | 1,99 | mal trié | 0,29 | asy vs les fines | 1,31 | lepto | 2,20 | sable fin |
| 2004-09-24-A1 | 244378 | 5042431 | till | 5,43 | silt | 2,65 | très mal trié | 0,19 | asy vs les fines | 0,95 | normal | 5,00 | silt |
| 2004-09-24-A5 | 247943 | 5029615 | till | 6,33 | silt | 3,19 | très mal trié | -0,16 | asy vs les grossières | 1,00 | normal | 6,50 | silt |
| 2004-10-05-A1 | 259968 | 5029103 | till | 2,98 | sable fin | 3,23 | très mal trié | 0,22 | asy vs les fines | 0,96 | normal | 2,67 | sable fin |
| 2004-10-05-A2 | 259101 | 5028690 | till | 6,13 | silt | 3,06 | très mal trié | -0,32 | fort asy vs grossières | 0,94 | normal | 6,83 | silt |
| 2004-10-30-A2 | 246885 | 5029795 | Plaine alluviale | 3,47 | sable fin | 1,78 | mal trié | 0,41 | forte asy vs les fines | 1,14 | lepto | 3,10 | sable fin |
| 2004-10-30-A4 | 246101 | 5033203 | Plaine alluviale | 3,57 | sable fin | 2,15 | très mal trié | 0,49 | forte asy vs les fines | 1,43 | lepto | 3,10 | sable fin |
| 2004-11-03-A4 | 250955 | 5037493 | glaciolacustre | 5,35 | silt | 3,27 | très mal trié | 0,05 | Symétrie | 0,94 | normal | 5,20 | silt |
| 2004-11-03-A9 | 248958 | 5038191 | till | 5,34 | silt | 3,04 | très mal trié | 0,09 | Symétrie | 1,21 | lepto | 5,15 | silt |
| 2004-11-04-A10 | 250521 | 5031290 | colluvions | 3,56 | sable fin | 3,26 | très mal trié | -0,02 | symétrie | 1,24 | lepto | 4,05 | silt |
| 2004-11-04-A5 | 251833 | 5033660 | till | 3,94 | sable fin | 3,28 | très mal trié | 0,12 | asy vs les fines | 1,59 | lepto | 3,83 | sable fin |

| | | | | | | | | | | | | | |
|---------------|--------|---------|-----------|------|-----------|------|---------------|------|------------------------|------|---------------|------|-----------|
| 2004-11-04-A8 | 251049 | 5033331 | deltaïque | 4,32 | silt | 3,36 | très mal trié | 0,14 | asy vs les fines | 1,03 | normal | 4,17 | silt |
| 2004-11-05-A1 | 249350 | 5038300 | till | 3,67 | sable fin | 3,72 | Très mal trié | 0,41 | forte asy vs les fines | 0,84 | platycurtique | 2,70 | sable fin |
| 2004-11-05-A3 | 249300 | 5038725 | till | 5,23 | silt | 3,09 | très mal trié | 0,11 | asy vs les fines | 0,97 | normal | 5,00 | silt |
| 2004-11-05-A4 | 249150 | 5039050 | till | 4,90 | silt | 3,00 | Très mal trié | 0,10 | symétrie | 1,14 | lepto | 4,83 | silt |
| 2004-11-05-A5 | 249050 | 5039350 | till | 4,68 | silt | 2,64 | très mal trié | 0,04 | symétrie | 1,44 | lepto | 4,70 | silt |

B) Morphoscopie des grains

| Échantillon | x | y | Dépôt | Objectif | Anguleux | Subanguleux | Arrondi |
|----------------|--------|---------|----------------|----------|----------|-------------|---------|
| 2003-07-08-1 | 250562 | 5036538 | Till | 6x | 24 | 1 | |
| | | | | 12x | 23 | 2 | |
| | | | | 25x | 21 | 4 | |
| | | | | 50x | 22 | 3 | |
| | | | | total | 90 | 10 | |
| 2003-11-07-B1 | 254971 | 5032817 | Altérite | 6x | 25 | | |
| | | | | 12x | 25 | | |
| | | | | 25x | 25 | | |
| | | | | 50x | 25 | | |
| | | | | total | 100 | | |
| 2004-06-10-A2 | 249670 | 5032961 | Fluvatile | 6x | 5 | 20 | |
| | | | | 12x | 17 | 4 | 4 |
| | | | | 25x | 13 | 12 | |
| | | | | 50x | 15 | 7 | 3 |
| | | | | total | 50 | 43 | 7 |
| 2004-06-21-A5d | 256623 | 5030653 | Deltaïque | 6x | 0 | 0 | 0 |
| | | | | 12x | 14 | 9 | 2 |
| | | | | 25x | 14 | 7 | 2 |
| | | | | 50x | 17 | 8 | 0 |
| | | | | total | 45 | 24 | 4 |
| | | | | % | 60 | 32 | 5 |
| 2004-07-18-A8 | 259514 | 5037997 | Till | 6x | 24 | 1 | |
| | | | | 12x | 24 | 1 | |
| | | | | 25x | 22 | 2 | 1 |
| | | | | 50x | 23 | 2 | |
| | | | | | 93 | 6 | 1 |
| 2004-08-06-A17 | 254314 | 5037247 | Glaciolacustre | 6x | 4 | 0 | |
| | | | | 12x | 23 | 2 | |
| | | | | 25x | 24 | 1 | |
| | | | | 50x | 0 | 0 | |
| | | | | total | 51 | 3 | |
| | | | | % | 95 | 6 | |
| 2004-11-04-A10 | 250521 | 5031290 | colluvion | 6x | 18 | 7 | |
| | | | | 12x | 24 | 1 | |
| | | | | 25x | 23 | 2 | |
| | | | | 50x | 0 | 0 | |
| | | | | total | 65 | 10 | |
| | | | | % | 87 | 13 | |

| | | | | | | | |
|---------------|--------|---------|------|-------|----|----|---|
| | | | | | | | |
| 2004-11-05-A5 | 249050 | 5039350 | Till | 6x | 23 | 2 | |
| | | | | 12x | 20 | 5 | |
| | | | | 25x | 12 | 3 | 1 |
| | | | | 50x | 11 | | |
| | | | | total | 66 | 10 | 1 |
| | | | | % | 86 | 13 | 1 |

C) Présence de grains allochtones dans les échantillons d'altérites

| Échantillon | x | y | Grains allochtones | Dépôt |
|----------------|--------|---------|--------------------|---------------|
| 2003-09-22-A1 | 255100 | 5035000 | non | Altérite |
| 2003-10-10-A9 | 253426 | 5034805 | non | Colluvions |
| 2003-11-07-A1 | 254788 | 5034381 | oui | Champ deblocs |
| 2003-11-07-B1 | 254971 | 5032817 | non | Altérite |
| 2004-06-05-A6 | 254600 | 5032223 | non | Altérite |
| 2004-07-13-A21 | 251882 | 5038527 | oui | Altérite |
| 2004-07-22-A15 | 250900 | 5038121 | non | Altérite |
| 2004-07-25-A2 | 255062 | 5034180 | non | Altérite |
| 2004-07-25-B3 | 256181 | 5034304 | non | Altérite |
| 2004-07-26-A2 | 253702 | 5035314 | non | Altérite |
| 2004-07-26-A3 | 253425 | 5035519 | non | Altérite |
| 2004-07-28-A1 | 252673 | 5037564 | oui | ? |
| 2004-07-28-A11 | 252836 | 5037406 | oui | ? |
| 2004-07-28-A6b | 252877 | 5037574 | non | Altérite |
| 2004-08-02-A2 | 253699 | 5036122 | non | Altérite |
| 2004-08-02-A4 | 254667 | 5035985 | non | Altérite |
| 2004-08-02-A9 | 255245 | 5034809 | non | Colluvions |
| 2004-08-04-A15 | 256237 | 5034560 | non | Altérite |
| 2004-08-06-A1 | 252938 | 5037637 | non | Altérite |
| 2004-08-06-A6 | 253243 | 5037642 | non | Altérite/roc |
| 2004-08-06-A8 | 253589 | 5037571 | non | Altérite |

Annexe 4 : Cartes topographiques et photographies aériennes utilisées

Ministère des ressources naturelles et de la faune (2002) Base de données topographique du Québec, 1 : 20 000, 21E06-200-0201, La Patrie, 21E06-200-02-02, Notre-Dame-des-Bois, 021E11-200-0101, Scotstown, 021E11-200-0102, Milan, version 1.0, Québec.

Photothèque nationale de l'air (1945) Photographies aériennes A9456 (41-45), A9457 (32-43). Ministère de l'énergie des mines et des ressources du Canada, 1 : 20 000

Photocartotheque québécoise (1959) Photographies aériennes R-1188 (23-31), R-1137 (216-223). Services de la photogrammétrie et de la cartographie, Ministère des terres et forêts, Québec, 1 : 15 850

Photocartotheque québécoise (1960) Photographies aériennes R-6089 (21-26), R-6008, (27-42, 107-109), R-6016 (69-72, 96-107), R-6019 (56-72, 133-142), R-6017 (125-137), R-6031 (29-41). Services de la photogrammétrie et de la cartographie, Ministère des terres et forêts, Québec, 1 : 15 850

Photocartotheque québécoise (1985) Photographies aériennes Q85395 (77-88, 177-187, 222-230), Q85396 (45-52). Ministère de l'énergie et des ressources, 1 : 30 000.

Hauts-Monts inc. (1998) Photographies aériennes HMQ98-128 (37-53), HMQ98-131 (135-145), HMQ98-134 (35-40), HMQ136 (48-61,145-156), HMQ98-142 (51-75). Ministère des ressources naturelles, Québec, 1 : 15 000.

Photocartotheque québécoise (2000) Photographies aériennes Q00803 (11-16), Q00828 (4-16, 58-64). Ministère des ressources naturelles, 1 : 40 000.

Ressources naturelles Canada, (2001) Sherbrooke, Québec (fichier d'ordinateur) Base nationale de données topographiques, 1 : 250 000, feuillet 21^E, version 4.01., Ottawa, Canada

Service de la cartographie (2002) Carte topographique 21E06-200-0201, La Patrie, 1 : 20 000, Service de la cartographie, Direction générale de l'information géographique, Ministère des ressources naturelles, Québec.

Service de la cartographie (2002) Carte topographique 21E06-200-02-02, Notre-Dame-des-Bois, 1 : 20 000, Service de la cartographie, Direction générale de l'information géographique, Ministère des ressources naturelles, Québec.

Service de la cartographie (2002) Carte topographique 021E11-200-0101, Scotstown, 1 : 20 000, Service de la cartographie, Direction générale de l'information géographique, Ministère des ressources naturelles, Québec.

Service de la cartographie (2002) Carte topographique 021E11-200-0102, Milan, 1 : 20 000, Service de la cartographie, Direction générale de l'information géographique, Ministère des ressources naturelles, Québec.

La dernière page contient une carte grand format :

« Figure 9 : Géomorphologie du massif du mont Mégantic. »

Pour la consulter, demandez la version papier du document à la bibliothèque.